

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL

ESTUDO DE MODELOS EM AMBIENTE DE GEOPROCESSAMENTO
PARA A PREVISÃO DE EROSÃO E ASSOREAMENTO DE
RESERVATÓRIOS: O CASO DA BACIA DO RIO INDAIÁ - UHE TRÊS
MARIAS, MG

ÍRIS LUNA MACÊDO

ORIENTADOR: NEWTON MOREIRA DE SOUZA, D.Sc
CO-ORIENTADOR: FERNANDO CAMPAGNOLI, D.Sc

TESE DE DOUTORADO EM GEOTECNIA
PUBLICAÇÃO: G.TD-060/09

BRASÍLIA / DF, AGOSTO DE 2009

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL

**ESTUDO DE MODELOS EM AMBIENTE DE GEOPROCESSAMENTO
PARA A PREVISÃO DE EROSÃO E ASSOREAMENTO DE
RESERVATÓRIOS: O CASO DA BACIA DO RIO INDAIÁ - UHE TRÊS
MARIAS, MG**

ÍRIS LUNA MACÊDO

TESE DE DOUTORADO SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL DA UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR.

APROVADA POR:

NEWTON MOREIRA DE SOUZA, D.Sc. (UnB)
(ORIENTADOR)

JOSÉ CAMAPUM DE CARVALHO, Ph.D. (UnB)
(EXAMINADOR INTERNO)

MÁRCIO MUNIZ DE FARIAS, Ph.D. (UnB)
(EXAMINADOR INTERNO)

CLÁUDIO FERNADO MAHLER, D.Sc. (UFRJ)
(EXAMINADOR EXTERNO)

MARCO IANNIRUBERTO, D.Sc. (IG/UnB)
(EXAMINADOR EXTERNO)

DATA: BRASÍLIA/DF, 10 DE AGOSTO DE 2009.

FICHA CATALOGRÁFICA

MACÊDO, ÍRIS LUNA

Estudo de Modelos em Ambiente de Geoprocessamento para a Previsão de Erosão e Assoreamento de Reservatórios: o Caso da Bacia do Rio Indaiá - UHE Três Marias, MG [Distrito Federal] 2009

xxviii, 312 p., 297 mm (ENC/FT/UnB, Doutor, Geotecnia, 2009)

Tese de Doutorado - Universidade de Brasília. Faculdade de Tecnologia.

Departamento de Engenharia Civil e Ambiental

1. Previsão de Erosão

2. Assoreamento de Reservatórios

3. Uso do Solo

4. Transporte de Sedimentos

I. ENC/FT/UnB

II. Título (série)

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

MACÊDO, I.L. (2009). Estudo de Modelos em Ambiente de Geoprocessamento para a Previsão de Erosão e Assoreamento de Reservatórios: o Caso da Bacia do Rio Indaiá - UHE Três Marias, MG. Tese de Doutorado, Publicação G.TD-060/09, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 312p.

CESSÃO DE DIREITOS

NOME DO AUTOR: Íris Luna Macêdo

TÍTULO DA TESE DE DOUTORADO: Estudo de Modelos em Ambiente de Geoprocessamento para a Previsão de Erosão e Assoreamento de Reservatórios: o Caso da Bacia do Rio Indaiá - UHE Três Marias, MG

GRAU / ANO: Doutor / 2009

É concedida à Universidade de Brasília a permissão para reproduzir cópias desta tese de doutorado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte desta tese de doutorado pode ser reproduzida sem a autorização por escrito do autor.

Íris Luna Macêdo

SQN 214, Bl-F, Apto. 115

Asa Norte, Brasília-DF

Fones: 61 3264-8095

DEDICATÓRIA

A mi querido y amado Hector por la dedicación, paciencia y
alegría que trae a mi vida

AGRADECIMENTOS

À Deus, por todas as oportunidades e por ter me guiado durante esta longa e árdua jornada do doutorado;

Aos orientadores Newton Moreira e Fernando Campagnoli, pelo grande incentivo e pelas inúmeras discussões e sugestões proferidas ao longo do desenvolvimento desta pesquisa;

Aos meus irmãos Isaac e Suzana, pela importante ajuda na fase de coleta de dados de campo e pelas correções ortográficas;

Aos meus pais Wellington e Severina, aos tios Agostinho e Nina, aos irmãos Damião, Olindina e Ruth, aos sobrinhos Daniel e Sofia, e aos cunhados Adriano e Camilo, pelo constante apoio e também pela compreensão durante os vários momentos de ausência;

Ao meu esposo Hector que me acompanhou em todos os anos da pesquisa, dispensando tranquilidade, dedicação e apoio, principalmente nos momentos mais difíceis;

Aos professores do Instituto de Geociências da UnB, Marco Ianniruberto, Augusto Pires e Carlos Tadeu, pelos importantes ensinamentos no campo da geofísica, bem como pelo suporte técnico dado nos levantamentos de campo;

À Polícia Ambiental de Morada Nova de Minas-MG, em especial Sgto. Almiro, Cb. Côrtes, Cb. Magela, Cb. Donizete e Sd. Welerson, pela disponibilização de infraestrutura e apoio, fundamental à realização dos levantamentos geofísicos, bem como por toda a atenção a mim dispensada;

Ao IBAMA de Três Marias-MG, em especial ao Sr. Albino, pela disponibilização de infraestrutura e apoio técnico;

Aos queridos amigos Luis Abel e Luis Tejada pelo constante apoio e companhia durante as visitas de campo e os ensaios de laboratório;

Aos técnicos do Laboratório de Geotecnia da UnB, em especial, Osvaldo, Alessandro e Thiago pelo auxílio prestado;

Aos amigos Suzi Theodoro e Bernardo pelas valiosas discussões, críticas e sugestões;

Às amigas Marianna, Márcia e Yamile, pelos momentos de bate-papo, descontração e alegria que tornaram o nosso trabalho mais prazeroso;

Aos colegas do Laboratório de Geoprocessamento Paola, Salomé, Petrônio, Wagner e Elmagno, que compartilharam comigo alegrias e angústias durante os anos de pesquisa.

ESTUDO DE MODELOS EM AMBIENTE DE GEOPROCESSAMENTO PARA A PREVISÃO DE EROÇÃO E ASSOREAMENTO DE RESERVATÓRIOS: O CASO DA BACIA DO RIO INDAIÁ - UHE TRÊS MARIAS, MG

RESUMO

A bacia do rio Indaiá é uma importante contribuinte do reservatório da UHE Três Marias-MG, notavelmente pela sua localização em relação ao barramento e por suas altas taxas de produção de sedimentos, consequência de um contexto histórico de intensas atividades antrópicas. Esta pesquisa teve como objetivo estudar diferentes modelos em ambiente de geoprocessamento para avaliar a evolução, ao longo do tempo, dos processos de geração e transporte de sedimentos na bacia do rio Indaiá e melhor compreender e estimar o assoreamento do reservatório. Para atingir este objetivo foram realizadas as seguintes atividades: análise dos parâmetros morfométricos da bacia; avaliação, em períodos distintos, do uso e da cobertura do solo, a partir da interpretação de imagens de satélite e da utilização de técnicas de geoprocessamento; caracterização física dos solos da bacia; análise e quantificação dos sedimentos transportados pelo rio; utilização de diferentes modelos qualitativos (IPT e Campagnoli) e quantitativos (EUPS, MEUPS, MMF e Método do ^{137}Cs) de previsão de erosão, para a identificação das áreas-fonte potenciais de sedimentos e a obtenção das taxas de perda de solo, respectivamente; e realização de levantamentos geofísicos no reservatório. A pesquisa mostra que, entre os anos de 1972 e 2005, a vegetação nativa da bacia foi reduzida em 45,0%, e que, entre os anos de 1972 e 1983, houve um aumento de 38,7% das áreas de solo exposto, pastagem com solo exposto e área urbana, com uma gradual redução até o ano de 2005. As mudanças no uso e na cobertura do solo, ao longo do tempo, e as alterações no regime pluviométrico se refletiram no comportamento dos sedimentos transportados pelo rio e nos valores de perda de solo da bacia. Os mapas de perda de solo por erosão laminar, obtidos pela aplicação dos modelos EUPS e MMF, mostram que a maior concentração de pontos com altos valores de perda de solo ocorre no trecho norte da bacia, próximo ao encontro do rio com o reservatório. Dos modelos quantitativos empregados, o que apresentou as taxas anuais de perda de solo mais próximas das estimadas na estação sedimentométrica foi a MEUPS. Os levantamentos geofísicos realizados no reservatório mostram que existe um avanço da pluma de sedimentos finos para o interior do reservatório e que os sedimentos grosseiros depositam-se próximo à foz do rio.

STUDY ON THE MODELS FOR PREDICTING SOIL EROSION AND SILTATION OF RESERVOIRS: THE CASE OF THE INDAIÁ RIVER BASIN - UHE TRÊS MARIAS, MG

ABSTRACT

The Indaiá River basin is an important contributor to the reservoir of the Três Marias Power Plant, especially due to its proximity to the dam and its high rates of sediment, consequence of a historical context of intense anthropological activities. This research aimed at studying different models in GIS environment to assess the progress of the processes of generation and transport of sediments over time in the Indaiá River basin and to better understand and estimate the siltation of the reservoir. To attain the objectives it were realized the following activities: analysis of the basin's morphometric parameters, evaluation of the soil use and the land covering at different times by means of the interpretation of satellite imagery and the use of geospatial technologies, the physical characterization of the basin's soils, analysis and quantification of the sediments transported by the river, the use of different qualitative and quantitative predictive models of erosion (IPT, Campagnoli, USLE, MUSLE, MMF and 137Cs Method) to identify areas of sediment production and to obtain the soil loss rates, and the conduction of geophysical surveys in the reservoir. The research show that between the years of 1972 and 2005 the native vegetation of the basin was reduced to 45.0% and that between the years of 1972 and 1983 occurred an increase of 38.7% of the exposed soil areas, pasture with exposed soil and urban area, with a gradual reduction until the year of 2005. Changes in the soil use and land cover over time and changes in the rainfall patterns reflected in the behavior of the sediments transported by the river and in the values of soil loss in the basin. The maps of soil loss by laminar erosion obtained by the use of USLE and MMF models show that the highest concentration of points with high values of soil loss occurs in the northern section of the basin, near the meeting of the river with the reservoir. The MUSLE was the quantitative model which predicted the values of annual rates of soil loss closer to the estimated at the sedimentometric station. The geophysical surveys carried out in the reservoir show that the plume of fine sediments is moving into the reservoir and that the coarse sediments are deposited near the river mouth.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1	1
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO E ELEMENTOS MOTIVACIONAIS	1
1.2 OBJETIVOS DA PESQUISA	3
1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	4
1.4 ESTRUTURA DA TESE	5
CAPÍTULO 2	6
2. ABORDAGEM TEÓRICA	6
2.1. PROCESSOS DE EROÇÃO, TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DE SEDIMENTOS	6
2.2. DEPÓSITOS SEDIMENTARES EM RESERVATÓRIOS	9
2.3. ASSOREAMENTO DE RESERVATÓRIOS	10
2.4. USO E COBERTURA DO SOLO E SUA EVOLUÇÃO COM O TEMPO	12
2.5. SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS - SIG	13
2.6. SENSORIAMENTO REMOTO E DETECÇÃO DE MUDANÇAS NO USO DO SOLO	15
2.6.1. Sensoriamento remoto	15
2.6.2. Processamento de imagens para a avaliação do uso do solo	16
2.6.3. Detecção de mudanças no uso do solo	18
2.6.4. Técnica de Rotação Radiométrica Controlada por Eixo de Não-Mudança	20
2.7. CLASSIFICAÇÃO E CODIFICAÇÃO DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS EM OTTOBACIAS	22
2.8. PREVISÃO DE EROÇÃO	24
2.8.1. Avaliações qualitativas de previsão de erosão	26
2.8.2. Avaliações quantitativas de previsão de erosão	35
2.8.3. Breve comentário acerca dos modelos baseados nos processos	56
2.8.4. Medida do teor de ¹³⁷ Cs no solo para a avaliação da erosão laminar	57
2.9. AVALIAÇÃO DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NOS CURSOS D'ÁGUA	60
2.10. RELAÇÃO ENTRE A QUANTIDADE DE MATERIAL ERODIDA NA BACIA E A QUE ATINGE A SEÇÃO DE CONTROLE	62
2.11. MEDIÇÃO DO ASSOREAMENTO DE RESERVATÓRIOS	63
CAPÍTULO 3	67
3. MATERIAIS E MÉTODOS	67
3.1 INVENTÁRIO DA BACIA DO RIO INDAIÁ	67

3.1.1 Dados topográficos	69
3.1.2 Imagens de satélite	70
3.1.3 Solos	70
3.1.4 Geologia e geomorfologia	71
3.1.5 Redes hidrológica e hidrossedimentológica	72
3.1.6 Uso do solo	74
3.1.7 Outras informações	74
3.2 VISITAS DE CAMPO	74
3.2.1 Reconhecimento da bacia	75
3.2.2 Amostragem de solo para a realização de ensaios de laboratório	77
3.2.3 Levantamentos geofísicos no reservatório e equipamentos utilizados	79
3.3 TRATAMENTO DOS DADOS BATIMÉTRICOS E DA TOPOGRAFIA ANTIGA DO TRECHO LEVANTADO	84
3.4 ENSAIOS REALIZADOS	86
3.4.1 Caracterização física	86
3.4.2 Teor de matéria orgânica do solo	87
3.4.3 Medida da atividade do ^{137}Cs	87
3.5 MAPEAMENTO DO USO DO SOLO AO LONGO DO TEMPO	88
3.5.1 Detecção de mudanças no uso do solo	90
3.5.2 Aplicação da técnica de Rotação Radiométrica Controlada por Eixo de Não-Mudança (RCEN)	91
3.6 ANÁLISE MORFOMÉTRICA DA BACIA	94
3.7 DADOS PLUVIOMÉTRICOS	100
3.7.1 Preenchimento de falhas e análise de consistência dos dados	100
3.7.2 Análise da precipitação ao longo do tempo	100
3.8 DADOS FLUVIOSEDIMENTOMÉTRICOS	101
3.8.1 Evolução da produção de sedimentos na bacia do rio indaiá	103
3.9 AVALIAÇÕES QUALITATIVAS DE PREVISÃO DE EROSÃO	104
3.9.1 Erosão laminar	104
3.9.2 Erosão linear	107
3.10 MODELOS QUANTITATIVOS DE PREVISÃO DE EROSÃO	110
3.10.1 Determinação da perda de solo pelo método do ^{137}Cs	110
3.10.2 Equação Universal de Perda de Solo - EUPS	111
3.10.3 Modificação da Equação Universal de Perda de Solo - MEUPS	116
3.10.4 Modelo Morgan-Morgan-Finney - MMF	118

CAPÍTULO 4	121
4. ASPECTOS FÍSICOS E ECONÔMICOS DA ÁREA DE ESTUDO	121
4.1. RIO INDAIÁ	121
4.2. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS	121
4.3. GEOLOGIA	122
4.4. GEOMORFOLOGIA E RELEVO	127
4.5. SOLOS	131
4.5.1. Neossolos litólicos distróficos e álicos	131
4.5.2. Latossolos vermelho-amarelo e vermelho escuro	132
4.5.3. Argissolos vermelho-amarelos distróficos	134
4.5.4. Cambissolos distróficos	135
4.6. VEGETAÇÃO NATIVA E USO DO SOLO ATUAL	137
4.7. MUNICÍPIOS	137
CAPÍTULO 5	139
5. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	139
5.1. ANÁLISE MORFOMÉTRICA DA BACIA DO RIO INDAIÁ	139
5.2. USO E COBERTURA DO SOLO	151
5.2.1. Mapeamento do uso e da cobertura do solo	151
5.2.2. Detecção de mudanças no uso e na cobertura do solo	159
5.3. ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS DOS SOLOS DA BACIA DO RIO INDAIÁ	163
5.3.1. Caracterização física	163
5.3.2. Caracterização MCT	170
5.3.3. Massa específica aparente seca das amostras coletadas para análise de ¹³⁷ Cs	173
5.4. ERODIBILIDADE DOS SOLOS	174
5.5. ESTUDOS HIDROLÓGICOS	179
5.5.1. Dados pluviométricos e erosividade da chuva	179
5.5.2. Dados fluviométricos	183
5.5.3. Dados sedimentométricos	186
5.5.4. Curvas granulométricas do material em suspensão e do leito	191
5.5.5. Produção de sedimentos e sua evolução ao longo do tempo	193
5.5.6. Produção de sedimentos da bacia do rio Indaiá e de outras bacias de contribuição localizadas à montante da UHE Três Marias	195
5.6. CALIBRAÇÃO DOS VALORES DO FATOR USO E MANEJO DO SOLO (P)	197
5.7. AVALIAÇÕES QUALITATIVAS DE PREVISÃO DE EROSÃO	199
5.7.1. Erosão laminar	199
5.7.2. Erosão linear	200

5.8. AVALIAÇÕES QUANTITATIVAS DE PREVISÃO DE EROÇÃO	206
5.8.1. Determinação da perda de solo pelo método do ¹³⁷ Cs	206
5.8.2. Equação Universal de Perda de Solos - EUPS	217
5.8.3. Modificação da Equação Universal de Perda de Solos - MEUPS	225
5.8.4. Modelo Morgan-Morgan-Finney - MMF	229
5.9. COMPARAÇÃO ENTRE OS VALORES DE PERDA DE SOLO, OBTIDOS PELOS MODELOS QUANTITATIVOS, E OS DE PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS	231
5.10. LEVANTAMENTOS GEOFÍSICOS NO RESERVATÓRIO	233
5.10.1. Cartas de 1952 e levantamentos batimétricos	233
5.10.2. Levantamentos geofísicos realizados com o perfilador sísmico e o sonar de varredura lateral	245
5.11. PROPOSTAS DE MEDIDAS DE USO SUSTENTÁVEL PARA AS ÁREAS QUE APRESENTAM AS MAIORES TAXAS DE PERDA DE SOLO	251
6. CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA PESQUISAS FUTURAS	255
6.1 CONCLUSÕES	255
6.2 SUGESTÕES PARA PESQUISAS FUTURAS	260
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	262
A: RESUMO DOS RESULTADOS DOS ENSAIOS DE ANÁLISE GRANULOMÉTRICA	273
B: DADOS PLUVIOMÉTRICOS – ESTAÇÕES PRÓXIMAS DA BACIA DO RIO INDAIÁ	284
C: HISTOGRAMAS DE FREQUÊNCIA DE EROSIVIDADE – ESTAÇÕES PRÓXIMAS DA BACIA DO RIO INDAIÁ	289
D: ANEXO FOTOGRÁFICO – ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS DA BACIA DO RIO INDAIÁ	292
E: ANEXO FOTOGRÁFICO – FEIÇÕES EROSIVAS PRESENTES NA BACIA DO RIO INDAIÁ	298
F: ANEXO FOTOGRÁFICO – TIPOS DE USO E COBERTURA DO SOLO E PRÁTICAS AGRÍCOLAS NA BACIA DO RIO INDAIÁ	304
G: ANEXO FOTOGRÁFICO – COLETA DE AMOSTRAS E LEVANTAMENTOS DE CAMPO	310

LISTA DE TABELAS

TABELA	PÁGINA
Tabela 2.1 - Critério adotado por IPT (1990) na definição das classes de suscetibilidade à erosão laminar, por meio da relação erodibilidade x declividade (Modificado - Salomão, 2007)	29
Tabela 2.2 - Matriz de definição das classes de potencial atual à erosão laminar (IPT, 1990)	31
Tabela 2.3 - Cruzamento matricial entre as classes geológica e pedológica, utilizando-se o critério adotado por Campagnoli (2002)	34
Tabela 2.4 - Critério adotado na definição das classes de suscetibilidade à erosão linear (Modificado - Campagnoli, 2002)	34
Tabela 2.5 - Matriz de definição das classes de potencial atual à erosão linear (Modificado – IPT, 1990)	35
Tabela 2.6 - Classes do índice de erosividade da chuva (Carvalho, 2008)	40
Tabela 2.7 - Classificação da estrutura do solo (Wischmeier & Smith, 1978)	44
Tabela 2.8 - Classificação do coeficiente de permeabilidade dos solos (Haan <i>et al.</i> , 2002)	44
Tabela 2.9 - Classes de erodibilidade do solo (Mannigel <i>et al.</i> , 2002)	45
Tabela 2.10 - Valores de fator CP propostos por Bertoni & Lombardi Neto (1985) e Stein <i>et al.</i> (1987)	48
Tabela 2.11 - Valores do parâmetro CN para bacias rurais (Tucci, 2001)	50
Tabela 2.12 - Tipos de solo e sua correspondente classe hidrológica (Tucci, 2001)	50
Tabela 2.12 - Valores típicos dos parâmetros MS, BD, K e Z, propostos por Morgan (2001)	55
Tabela 3.1 - Características das imagens utilizadas na pesquisa	70
Tabela 3.2 - Nomenclaturas antiga e atual das classes de solos presentes na bacia do rio Indaiá, de acordo com os sistemas de classificação propostos pela Embrapa	71
Tabela 3.3 - Principais características dos postos pluviométricos utilizados no estudo	73
Tabela 3.4 - Classes de erodibilidade dos solos observados na bacia do rio Indaiá	105
Tabela 3.5 - Critério adotado na definição das classes de suscetibilidade à erosão laminar, por meio da relação erodibilidade x declividade (Modificado - IPT, 1990)	105
Tabela 3.6 - Matriz de definição das classes de potencial atual à erosão laminar (IPT, 1990)	106
Tabela 3.7 - Classes de potencial à erosão linear dos solos e das rochas da bacia do rio Indaiá	108

Tabela 3.8 - Principais características dos postos pluviométricos utilizados no estudo	118
Tabela 3.9 - Parâmetros dos solos utilizados no modelo	119
Tabela 3.10 - Fatores de uso e cobertura do solo utilizados no modelo	120
Tabela 5.1 - Características da rede de drenagem da bacia do rio Indaiá	139
Tabela 5.2 - Parâmetros morfométricos básicos da bacia do rio Indaiá, das “ottobacias” e dos canais de drenagem	142
Tabela 5.3 - Parâmetros morfométricos que definem o padrão, a forma e as características do relevo da bacia do rio Indaiá e das suas “ottobacias”	143
Tabela 5.4 - Classes de altitude da bacia do rio Indaiá, com as suas áreas correspondentes	146
Tabela 5.5 - Classes de declividade da bacia do rio Indaiá (IPT, 1990)	149
Tabela 5.6 - Evolução do uso e da cobertura do solo na bacia do rio Indaiá	151
Tabela 5.7 - Classes de uso e cobertura do solo que caracterizam a vegetação nativa da bacia e as atividades antrópicas	158
Tabela 5.8 - Resultados das análises de caracterização física e do teor de matéria orgânica das amostras de solos coletadas na bacia do rio Indaiá	168
Tabela 5.9 - Caracterização MCT das amostras de solos da bacia do rio Indaiá	171
Tabela 5.10 - Valores médios dos fatores de erodibilidade para os principais tipos de solos da bacia do rio Indaiá	175
Tabela 5.11 - Classes de erodibilidade dos solos consideradas nas análises qualitativas de previsão de erosão	176
Tabela 5.12 - Valores de erosividade média, máxima e mínima anual, em MJ.mm/ha.h.ano, para as estações analisadas	181
Tabela 5.13 - Valores da interseção (b) e da inclinação das retas (a) de ajuste para os períodos analisados	188
Tabela 5.14 - Descargas líquidas anuais (Q) e produção específica anual de sedimentos (PS), para a estação Porto Indaiá	194
Tabela 5.15 - Valores de produção de sedimentos (PS) de quatro estações sedimentométricas localizadas à montante do reservatório da UHE Três Marias (Carvalho, 1986)	195
Tabela 5.16 - Valores de C utilizados nas correlações para as classes de uso e cobertura do solo presentes na bacia do rio Indaiá	198
Tabela 5.17 - Distribuição vertical das atividades médias de ^{137}Cs (Bq/m^2) nos locais de referência	207
Tabela 5.18 - Inventários de ^{137}Cs e taxas de erosão nos diferentes pontos da bacia	213
Tabela 5.19 - Parâmetros da EUPS para os pontos da bacia em que foram medidas as atividades de ^{137}Cs	214
Tabela 5.20 - Parâmetros do modelo MMF para os pontos da bacia em que foram medidas as atividades de ^{137}Cs	215

Tabela 5.21 - Comparação entre as perdas de solo, em t/ha.ano, estimadas pelo método do ^{137}Cs e pelos modelos EUPS e MMF	215
Tabela 5.22 - Percentagens de ocorrência das classes de perda de solo da bacia do rio Indaiá para os cinco mapas obtidos, considerando o fator de erodibilidade K2	217
Tabela 5.23 - Classificação do grau de erosão (Alonso <i>et al.</i> , 1994, citado por Cavalcante & Teixeira, 2005)	219
Tabela 5.24 - Percentagens de ocorrência das classes obtidas do cruzamento matricial entre o mapa de perda de solo e o de potencial atual à erosão laminar	219
Tabela 5.25 - Valores de I_p , Q , q_p , CN , Y e Q_{ss} para os eventos chuvosos analisados	225
Tabela 5.26 - Percentagens de ocorrência das classes de perda de solo obtidas pela aplicação do modelo MMF	229
Tabela 5.27 - Quadro resumo comparativo entre os diferentes métodos utilizados.	232

LISTA DE FIGURAS

FIGURA	PÁGINA
Figura 1.1 - Localização da área de estudo	4
Figura 2.1 - Diagrama energia vs. granulometria, apresentando as curvas de velocidade crítica de erosão, transporte e deposição (Teixeira <i>et al.</i> , 2000)	9
Figura 2.2 - Roteiro metodológico para a obtenção do mapa de potencial atual à erosão laminar (Modificado - Salomão, 2007)	29
Figura 2.3 - Roteiro metodológico para a obtenção do mapa de potencial atual à erosão linear (Modificado – Campagnoli, 2002)	33
Figura 2.4 – Mapa de erosividade anual (MJ.mm/ha.h.ano) do Estado de Minas Gerais (Mello <i>et al.</i> , 2005)	40
Figura 3.1 - Fases do inventário (Modificado - Castro Jr., 2008)	68
Figura 3.2 - Distribuição espacial das estações pluviométricas e da fluviossedimentométrica	73
Figura 3.3 - Tela do ArcGIS 9.2 apresentando os pontos visitados na bacia e uma das fotografias do banco de dados adicionada com o uso da ferramenta <i>Hyperlink</i>	76
Figura 3.4 - (a) Estação pluviométrica Porto Indaiá; (b) Amostrador de sedimentos	76
Figura 3.5 - Localização dos pontos de coleta de amostras de solos na bacia	77
Figura 3.6 - Vista das áreas de onde foram retiradas as amostras de referência	78
Figura 3.7 - Disposição dos pontos de amostragem de solo sob vegetação natural e detalhe da amostragem num dos vértices do triângulo	79
Figura 3.8 - Trecho do reservatório onde foram realizados os levantamentos batimétricos e geofísicos	80
Figura 3.9 - Ecobatímetro utilizado no trabalho	82
Figura 3.10 - (a) Estação <i>GPS</i> fixa e (b) Estação <i>GPS</i> móvel usadas nos levantamentos	82
Figura 3.11 – Outros equipamentos utilizados nos levantamentos geofísicos	83
Figura 3.12 - Detalhe da digitalização das cartas de 1952	85
Figura 3.13 - Retas de regressão dos valores de radiância dos <i>pixels</i> de não-mudança para as duas combinações de imagens	92
Figura 3.14 - Comparação entre duas composições coloridas (R3G4B2) e a imagem detecção de mudança	93
Figura 3.15 – Mapa de unidades geopedológicas da bacia do rio Indaiá	109

Figura 3.16 - Direção do fluxo na grade de células	113
Figura 3.17 - Hidrograma da série de vazões observadas entre os dias 01/01/1991 e 12/01/1991, utilizado para a calibração do valor da Curva-Número da bacia do rio Indaiá	117
Figura 4.1 - Alguns aspectos geológicos observados nas visitas de campo	125
Figura 4.2 - Mapa geológico da bacia do rio Indaiá	126
Figura 4.3 - Formas de relevo identificadas na bacia do rio Indaiá	129
Figura 4.4 - Mapa geomorfológico da bacia do rio Indaiá	130
Figura 4.5 - Mapa pedológico da bacia do rio Indaiá	136
Figura 4.6 - Divisão municipal da região da bacia do rio Indaiá	138
Figura 5.1 - Subdivisão e codificação da bacia do rio Indaiá em “ottobacias” e classificação da ordem dos cursos d’água segundo as Leis de Strahler	141
Figura 5.2 – Carta hipsométrica da bacia do rio Indaiá	147
Figura 5.3 - Curva hipsométrica da bacia do rio Indaiá	148
Figura 5.4 - Frequência de ocorrência das classes de declividade observadas na bacia do rio Indaiá	149
Figura 5.5 - Carta de declividade da bacia do rio Indaiá	150
Figura 5.6 - Mapa de uso e cobertura do solo da bacia do rio Indaiá (Ano de 1972)	153
Figura 5.7 - Mapa de uso e cobertura do solo da bacia do rio Indaiá (Ano de 1981)	154
Figura 5.8 - Mapa de uso e cobertura do solo da bacia do rio Indaiá (Ano de 1990)	155
Figura 5.9 - Mapa de uso e cobertura do solo da bacia do rio Indaiá (Ano de 2001)	156
Figura 5.10 - Mapa de uso e cobertura do solo da bacia do rio Indaiá (Ano de 2005)	157
Figura 5.11 - Média anual de desmatamento na bacia hidrográfica do rio Indaiá	158
Figura 5.12 - Mapa de detecção de mudanças da bacia do rio Indaiá (período de 1990 a 2001), obtido pela técnica RCEN	161
Figura 5.13 - Mapa de detecção de mudanças da bacia do rio Indaiá (período de 1990 a 2005), obtido pela técnica RCEN	162
Figura 5.14 - Curvas granulométricas dos solos localizados nos pontos Ref.1a e Ref.1b	163
Figura 5.15 - Carta de plasticidade das amostras dos pontos de referência Ref.1a a Ref.1d	165
Figura 5.16 - Relação entre a fração que passa na peneira N.200 e o índice de plasticidade para as amostras dos pontos de referência Ref.1a a Ref.1d	166
Figura 5.17 - Carta de plasticidade das amostras Ref.2a a Ref.2c e C01 a C13	166
Figura 5.18 - Relação entre a fração que passa na peneira N.200 e o índice de plasticidade para as amostras Ref.2a a Ref.2c e C01 a C13	167
Figura 5.19 - Relação entre a porcentagem de argila e o índice de plasticidade para as amostras Ref.2a a Ref.2c e C01 a C13	167

Figura 5.20 - Carta MCT para os ensaios realizados em amostras da bacia do RIO Indaiá	170
Figura 5.21 – Massa específica aparente seca do solo em vários perfis amostrados para as medidas do teor de ¹³⁷ Cs	174
Figura 5.22 - Mapa de erodibilidade obtido com a Equação de Wischmeier	177
Figura 5.23 - Mapa de erodibilidade obtido com a Equação de Lima	178
Figura 5.24 - Alturas de chuva totais e máximas anuais médias, para o período de 1975 a 2007	179
Figura 5.25 - Histogramas de frequência de ocorrência para os dados de precipitação	180
Figura 5.26 - Alturas de chuvas mensais médias, para o período de 1975 a 2007	180
Figura 5.27 - Valores de erosividade anual da chuva para as 12 estações analisadas	181
Figura 5.28 - Histograma de frequência para os valores médios de erosividade anual	182
Figura 5.29 - Valores médios de erosividade mensal máxima, média e mínima, para o período de 1978 a 2005	182
Figura 5.30 – Mapa de erosividade da bacia do rio Indaiá, para o ano de 2005	184
Figura 5.31 - Vazões médias e máximas anuais, para o período de 1978 a 2005	185
Figura 5.32 - Histograma de frequência das vazões máximas anuais do rio Indaiá, na estação Porto Indaiá	185
Figura 5.33 - Valores médios de vazões mensais máximas, médias e mínimas, para o período de 1978 a 2005	186
Figura 5.34 - Curvas-chave de sedimentos para todo o período analisado	187
Figura 5.35 - Curvas-chave de sedimentos para os períodos de 1978/1981 e 1982/1985	187
Figura 5.36 - Curvas-chave de sedimentos para os períodos de 1986/1989 e 1990/1993	187
Figura 5.37 - Curvas-chave de sedimentos para os períodos de 1994/1997 e 1998/2001	188
Figura 5.38 - Variação das descargas sólidas médias com o tempo	189
Figura 5.39 - Variação acumulada do coeficiente α ao longo do tempo	189
Figura 5.40 - Variação da capacidade de transporte (βP) ao longo dos dias do ano	190
Figura 5.41 - Variações da capacidade de transporte da vazão (βP) ao longo do tempo	191
Figura 5.42 - Curvas granulométricas médias anuais dos sedimentos transportados em suspensão	192
Figura 5.43 - Curvas granulométricas médias anuais dos sedimentos transportados por arraste	193
Figura 5.44 - Evolução da produção de sedimentos da bacia do rio Indaiá	195
Figura 5.45 - Relação entre os valores de C1 x R e os de produção de sedimentos da bacia do rio Indaiá	197
Figura 5.46 - Relação entre os valores de C x R e os de produção de sedimentos da bacia do rio Indaiá	198
Figura 5.47 - Evolução dos valores dos fatores C ao longo do tempo	199
Figura 5.48 - Mapa de classes de suscetibilidade do meio físico à erosão laminar	201

Figura 5.49 - Mapa das classes de potencial atual à erosão laminar da bacia do rio Indaiá	202
Figura 5.50 - Mapa de classes de suscetibilidade do meio físico à erosão linear	203
Figura 5.51 - Mapa de classes de potencial atual à erosão linear	204
Figura 5.52 - Erosão cadastrada e sobreposta no mapa de classes de potencial atual à erosão linear	206
Figura 5.53 - Distribuição da atividade do céσιο (em Bq/kg) com a profundidade para o local de referência Ref.1	208
Figura 5.54 - Distribuição da atividade do céσιο (em Bq/kg) com a profundidade para o local de referência Ref.2	208
Figura 5.55 - Inventários de ^{137}Cs no local de referência Ref. 1	209
Figura 5.56 - Inventários de ^{137}Cs no local de referência Ref. 2.	210
Figura 5.57 - Inventário de ^{137}Cs nos pontos C01 e C02, localizados em área de pastagem sobre Neossolo Litólico	211
Figura 5.58 - Inventário de ^{137}Cs nos pontos C03, C04 e C05, localizados em área de pastagem sobre Neossolo Litólico	211
Figura 5.59 - Inventário de ^{137}Cs nos pontos C06 e C07, localizados em área de pastagem sobre Neossolo Litólico	212
Figura 5.60 - Inventário de ^{137}Cs nos pontos C08 e C09, localizados em área de reflorestamento (eucalipto) sobre Latossolo Vermelho-Amarelo	212
Figura 5.61 - Inventário de ^{137}Cs nos pontos C10 e C11, localizados em área de pastagem sobre Argissolo Vermelho-Amarelo	212
Figura 5.62 - Inventário de ^{137}Cs nos pontos C12 e C13, localizados em área de pastagem sobre Latossolo Vermelho-Escuro	213
Figura 5.63 - Relação entre as perdas de solo obtidas pela EUPS e pelo Método do ^{137}Cs	216
Figura 5.64 - Relação entre as perdas de solo obtidas pelo modelo MMF e pelo Método do ^{137}Cs	216
Figura 5.65 - Variação das taxas médias de perda de solo para os anos analisados.	217
Figura 5.66 - Relação entre a perda de solo obtida pela EUPS (A) e a produção específica de sedimento (PS) estimada a partir dos dados coletados na estação Porto Indaiá	218
Figura 5.67 - Mapa de perda de solo, obtido pela EUPS, para a bacia do rio Indaiá (ano de 1972)	220
Figura 5.68 - Mapa de perda de solo, obtido pela EUPS, para a bacia do rio Indaiá (ano de 1981)	221
Figura 5.69 - Mapa de perda de solo, obtido pela EUPS, para a bacia do rio Indaiá (ano de 1990)	222
Figura 5.70 - Mapa de perda de solo, obtido pela EUPS, para a bacia do rio Indaiá (ano de 2001)	223
Figura 5.71 - Mapa de perda de solo, obtido pela EUPS, para a bacia do rio Indaiá (ano de 2005)	224

Figura 5.72 - Variação do valor de CN ao longo do tempo	226
Figura 5.73 - Relação entre os volumes de escoamento superficial (Q) e as vazões de pico observadas (q_p)	227
Figura 5.74 - Relação entre o volume de precipitação (I_p) e o aporte de sedimentos na bacia	227
Figura 5.75 - Relação entre a vazão de pico, o escoamento superficial e o aporte de sedimentos na bacia	228
Figura 5.76 - Relação entre o aporte de sedimentos (Y) estimado pela MEUPS e as descargas sólidas (Q_{ss} e Q_{st}) calculadas a partir dos dados obtidos da estação Porto Indaiá	228
Figura 5.77 – Mapa de perda de solo, obtido pela aplicação do modelo MMF	230
Figura 5.78 - Modelo digital de elevação gerado a partir dos dados da carta de 1952	235
Figura 5.79 - Modelo digital de elevação gerado a partir dos dados batimétricos levantados no presente estudo	236
Figura 5.80 – Sobreposição entre as curvas de nível digitalizadas a partir da carta de 1952 e o MDE gerado a partir da batimetria	237
Figura 5.81 – Imagem gerada a partir da subtração entre os modelos digitais da batimetria e da carta de 1952	238
Figura 5.82 - Localização das seções transversais no braço do reservatório	239
Figura 5.83 - Seção transversal 1	240
Figura 5.84 - Seção transversal 2	240
Figura 5.85 - Seção transversal 3	241
Figura 5.86 - Seção transversal 4	241
Figura 5.87 - Seção transversal 5	242
Figura 5.88 - Seção transversal 6	242
Figura 5.89 - Seção transversal 7	243
Figura 5.90 - Seção transversal 8	243
Figura 5.91 - Seção transversal 8	244
Figura 5.92 - Perfil longitudinal da antiga calha do rio Indaiá, obtido dos levantamentos batimétricos	244
Figura 5.93 - Levantamentos com o Stratabox	246
Figura 5.94 - Mapa com a localização dos trechos navegados e das áreas com feições	247
Figura 5.95 - Feição 1 apresentando o antigo leito do rio e a transição entre um trecho de sedimentos finos e outro coberto por vegetação	248
Figura 5.96 - Feição 2 apresentando uma área de vegetação densa.	248
Figura 5.97 - Feição 3 apresentando a diferente resposta acústica na transição do leito do rio para a margem esquerda	249
Figura 5.98 - Feição 4 apresentando camadas de sedimentos médios e finos depositadas próximo à foz do rio Indaiá	249

Figura 5.99 – Classificada da imagem gerada pelo sonar de varredura lateral	250
Figura 5.100 - Trecho da bacia selecionado para a implantação de medidas de uso sustentável	251
Figura A.1 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto Ref.1a	263
Figura A.2 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto Ref.1b	263
Figura A.3 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto Ref.1c	264
Figura A.4 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto Ref.1d	264
Figura A.5 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C01	265
Figura A.6 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C02	265
Figura A.7 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C03	266
Figura A.8 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C04	266
Figura A.9 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C05	267
Figura A.10 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia – ponto C06	267
Figura A.11 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C07	268
Figura A.12 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C08	268
Figura A.13 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C09	269
Figura A.14 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto Ref.2a	269
Figura A.15 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto Ref.2b	270
Figura A.16 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto Ref.2c	270
Figura A.17 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C10	271
Figura A.18 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C11	271
Figura A.19 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C12	272
Figura A.20 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C13	272
Figura B.1 - Estação 01845002 – Fazenda São Félix	274
Figura B.2 - Estação 01845004 – Lagoa do Gouveia	274
Figura B.3 - Estação 01845014 – Tiros	274
Figura B.4 - Estação 01845022 – Porto Indaiá	275
Figura B.5 - Estação 01845030 – Paineiras	275
Figura B.6 - Estação 01945002 – Barra do Funchal	275
Figura B.7 - Estação 01945013 – Matutina	276
Figura B.8 - Estação 01945035 – Abaeté	276
Figura B.9 - Estação 01945041 – Estrela do Indaiá	276
Figura B.10 - Estação 01946000 – Tapiraí Jusante	277

Figura B.11 - Estação 01946009 – São Gotardo	277
Figura B.12 - Estação 01946010 – Pratinha	277
Figura C.1 - Histogramas de frequência de ocorrência para os valores médios de erosividade anual. (a) Estação 01845002 - Faz. São Félix; (b) Estação 01845004 - Lagoa do Gouveia	279
Figura C.2 - Histogramas de frequência de ocorrência para os valores médios de erosividade anual. (a) Estação 01845014 – Tiros; (b) Estação 01845022 - Porto Indaiá	279
Figura C.3 - Histogramas de frequência de ocorrência para os valores médios de erosividade anual. (a) Estação 01845030 – Paineiras; (b) Estação 01945002 – Barra do Funchal	279
Figura C.4 - Histogramas de frequência de ocorrência para os valores médios de erosividade anual. (a) Estação 01945013 – Matutina; (b) Estação 01945035 – Abaeté	280
Figura C.5 - Histogramas de frequência de ocorrência para os valores médios de erosividade anual. (a) Estação 01945041 – Estrela do Indaiá; (b) Estação 01946000 – Tapiraí Jusante	280
Figura C.6 - Histogramas de frequência de ocorrência para os valores médios de erosividade anual. (a) Estação 01946009 – São Gotardo; (b) Estação 01946010 – Pratinha	280
Figura D.1. Afloramentos superficiais de argilitos verdes	282
Figura D.2. Afloramento rochoso na margem do rio Indaiá	282
Figura D.3. Rio Indaiá, carregado de sedimentos, na parte intermediária da bacia	283
Figura D.4. Relevo suave na parte alta da bacia do rio Indaiá	283
Figura D.5. Relevo com colinas de inclinação média na parte intermediária da bacia	284
Figura D.6. Relevo de escarpa de inclinação pronunciada na parte intermediária da bacia do rio Indaiá	284
Figura D.7. Relevo suave ondulado na parte intermediária da bacia	285
Figura D.8. Relevo ondulado na parte baixa da bacia	285
Figura D.9. Drenagem retilínea sobre colinas de forte inclinação	286
Figura D.10. Drenagem retilínea sobre colinas de baixa inclinação	286
Figura E.1. Processo erosivo avançando em forma de anfiteatro	288
Figura E.2. Processo erosivo próximo à estrada rural, sem evidências de tratamento	288
Figura E.3. Processo erosivo devido ao tráfego concentrado de gado	289
Figura E.4. Despejo de entulho no interior de uma ravina	289
Figura E.5. Processo erosivo linear, formação de ravinas	290

Figura E.6. Emprego de pneus numa tentativa de controlar o avanço do processo erosivo, ainda em estado inicial, na lateral de uma estrada rural	290
Figura E.7. Erosão concentrada em rocha arenítica medianamente alterada	291
Figura E.8. Processo erosivo na lateral de estrada rural na parte intermediária da bacia	291
Figura E.9. Erosão em pináculo, em avançado estado de degradação, na parte alta da bacia	292
Figura E.10. Processo erosivo desencadeado pela acumulação das águas da drenagem superficial da estrada rural	292
Figura F.1. Campo sujo de cerrado (em primeiro plano) e cerrado (ao fundo)	294
Figura F.2. Área de solo exposto na parte baixa da bacia, próxima ao encontro do rio Indaiá com o reservatório da UHE Três Marias	294
Figura F.3. Área de solo exposto na parte alta da bacia próxima ao encontro do rio Indaiá com o reservatório da UHE Três Marias	295
Figura F.4. Em primeiro plano vegetação muito rala com solo exposto, em segundo plano, área de pastagem (à esquerda) e cerrado (à direita)	295
Figura F.5. Áreas de pastagem com mata ciliar e focos de solo exposto	296
Figura F.6. Desmatamento do cerrado	296
Figura F.7. Fornos de carvão	297
Figura F.8. Porção de cerrado bem preservado na parte intermediária da bacia do rio Indaiá	297
Figura F.9. Cultivo de café, próximo a uma região de mata atlântica preservada, na parte alta da bacia do rio Indaiá	298
Figura F.10. Queimada generalizada, para a limpeza do campo sujo de cerrado e do pasto, afetando a mata ciliar	298
Figura G.1. Local onde foram coletadas as amostras C08 e C09	300
Figura G.2. Coleta de amostras, em área de pastagem, para a realização de ensaios de medidas do teor de ^{137}Cs (C04)	300
Figura G.3. Determinação do perfil de massa específica das amostras coletadas para as medidas do teor de ^{137}Cs	301
Figura G.4. Determinação do perfil de massa específica das amostras coletadas para as medidas do teor de ^{137}Cs	301

LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

Símbolo	Significado
A	Perda de solo anual média (ton/ha.ano ou ton/km ² .ano);
A _b	Área da bacia hidrográfica (km ² ou ha);
A _c	Área de um círculo com mesmo perímetro da bacia (km ²);
A _{cs}	Inventário de césio-137 na amostra analisada (Bq/m ²);
A _D	Área de drenagem da bacia até uma estação de referência (km ²);
A _{i,j-in}	Área de contribuição de uma célula com coordenadas (i, j) (m ²);
AF	Teor de areia fina (%);
AL	Teor de Al ₂ O ₃ , extraído por ataque sulfúrico (%);
AMF ₁	Teor de areia muito fina, obtido com dispersante químico (%);
AMF ₂	Teor de areia muito fina, obtido por dispersão em água (%);
Arg ₁	Teor de argila, obtido com dispersante químico (%);
Arg ₂	Teor de argila, obtido por dispersão em água (%);
A _{ref}	Inventário de césio-137 na amostra de referência (Bq/m ²);
AT	Teor de areia total (%);
ABNT	Associação Brasileira de Normas Técnicas;
B	Taxa anual de produção de sedimentos;
BD	Massa específica seca do solo, (Mg/m ³);
Bq	Bequérel;
C	Concentração média diária (mg/l);
C	Fator de uso e cobertura do solo;
°C	Grau Celsius;
CBERS	Satélite Sino-Brasileiro de Recursos Terrestres;
CC	Fator de cobertura do dossel das árvores;
CD	Com defloculante;
C _m	Coeficiente de manutenção (m ² /m);
C _n	Concentração média do radioisótopo n (Bq/kg);
CN	Curva-número;
CO	Carbono Orgânico (%);
CPS	Coeficiente de produção de sedimentos (%);
Cs	Césio;

Ct	Índice de contração diametral das amostras, pela metodologia MCT;
CTC	Capacidade de troca catiônica;
d	Profundidade da camada de cultivo (m);
D	Duração da precipitação excedente (hora);
D	Tamanho da célula na grade de um <i>raster</i> (m);
D _d	Densidade de drenagem (km/km ²);
DGPS	Differential Global Positioning System;
D _h	Densidade hidrográfica (rios/km ²);
dv	Distância vetorial entre os pontos extremos do canal principal (km);
DT	Precipitação direta (mm);
ei	Índice de erosividade EI ₃₀ de um mês i contido num ano j da série de dados;
E	Energia cinética da chuva, em MJ/(ha.mm);
E _c	Taxa de variação do transporte de sedimentos;
EHD	Profundidade hidrológica efetiva do solo (m);
EI ₃₀	Índice de erosividade (MJ.mm/ha.h);
ER	Precipitação efetiva (mm);
Eps	Extensão do percurso superficial (m);
EST	Parâmetro que descreve a estrutura do solo;
Et/Eo	Razão entre a evapotranspiração real e a potencial;
EUPS	Equação Universal de Perda de Solo;
F	Taxa de destacamento do solo pelo impacto da chuva (kg/m ²);
Fe	Teor de Fe ₂ O ₃ extraído pelo ataque sulfúrico(em g/g);
GC	Fator de cobertura do terreno;
Gc	Gradiente dos canais fluviais (%);
GF	Grau de flocculação da argila (%);
GPS	Global positioning system (Sistema de posicionamento global);
H	Amplitude altimétrica da bacia (m);
H	Destacamento das partículas de solo pelo escoamento (kg/m ²);
H _{ds}	Diferença de altitude entre o divisor da bacia e a seção de controle (km);
H _{mb}	Altura média da bacia (m);
H _{máx}	Elevação máxima da bacia (m);
H _{mín}	Elevação mínima da bacia (m);
I	Intensidade da chuva (mm/h);
I	ordenada da origem ou “interseção y”;

I_p	Volume de precipitação (mm);
IA	Índice de atividade do solo;
IE	Valor do índice de erosividade EI_{30} médio mensal, no qual o mês i está contido na série de dados;
I_c	Índice de circularidade de uma bacia;
IP	Índice de plasticidade do solo;
I_s	Índice de sinuosidade de um rio;
I_{30}	Intensidade máxima da chuva em um período de trinta minutos (mm/h);
K	Erodibilidade do solo (g/J);
K	Fator de erodibilidade do solo (t.h/MJ.mm);
K_i	Relação entre os teores de SiO_2 e de Al_2O_3 do solo;
K_1	Fator erodibilidade do solo obtido pela equação de Wischmeier <i>et al.</i> (1971) (t.h/MJ.mm);
K_2	Fator erodibilidade do solo obtido pela equação de Lima <i>et al.</i> (1990) (t.h/MJ.mm);
K_3	Fator erodibilidade do solo obtido pela equação de Denardim (1990) (t.h/MJ.mm);
K_4	Fator erodibilidade do solo obtido pela equação de Roloff & Denardim (1994) – Método 1 (t.h/MJ.mm);
K_5	Fator erodibilidade do solo obtido pela equação de Roloff & Denardim (1994) – Método 2 (t.h/MJ.mm);
K_6	Fator erodibilidade do solo obtido pela equação de Roloff & Denardim (1994) – Método 3 (t.h/MJ.mm);
K_7	Fator erodibilidade do solo obtido pela equação de Roloff & Denardim (1994) – Método 4 (t.h/MJ.mm);
K_8	Fator erodibilidade do solo obtido pela equação de Bouyoucos (t.h/MJ.mm);
K_c	Coefficiente de compacidade;
KE	Energia cinética da chuva no modelo MMF (J/m^2);
K_f	Fator de forma da bacia (km/km^2);
l	Comprimento da vertente (m);
L	Comprimento do canal principal (km ou m);
L	Fator de comprimento de rampa (adimensional);
L_b	Comprimento da bacia hidrográfica (km);
LD	Precipitação drenada pelas folhas (mm);

L_i	Comprimento dos canais por ordem de ramificação;
L_m	Comprimento médio dos canais fluviais (km);
L_t	Comprimento total dos canais fluviais (km);
L_u	Comprimento dos canais fluviais de determinada ordem (km);
m	Coeficiente de declividade (%);
m	Coeficiente de inclinação da reta de regressão;
m_a	Massa da amostra (kg);
MEUPS	Modificação da Equação Universal de Perda de Solo;
MDT	Modelo digital do terreno;
MMF	Modelo Morgan-Morgan-Finney;
MO	Teor de matéria orgânica (%);
MS	Teor de umidade do solo à capacidade de campo, (%w/w);
Na	Sódio;
N_i	Número de canais por ordem de ramificação;
N_n	Taxa líquida de contagens para a energia do raio gama do radioisótopo n (cps);
N_t	Número total de canais fluviais;
N_u	Número de segmentos de rio de uma determinada ordem;
p	Média do total mensal de precipitação (mm);
p	Fator de correção de tamanho de partículas para posição com perda de solo;
P	Média do total anual de precipitação (mm);
P	Fator de práticas conservacionistas adotadas no uso do solo;
PA	Valor da precipitação média mensal no qual o mês i está contido na série de dados;
PART	Teor de partículas com diâmetro entre 0,5 e 2,0mm (%);
P_b	Perímetro da bacia (km);
PER	Parâmetro que descreve a permeabilidade do solo;
PH	Altura das plantas (m);
P_m	Total precipitado num mês i contido num ano j da série de dados;
PS	Produção de sedimentos (t/km^2 .ano ou t/ha.ano);
P_γ	probabilidade absoluta de transição pelo decaimento gama para energia do raio gama (γ);
Q	Vazão líquida (m^3/s);
Q	Volume de escoamento superficial (m^3);
Q_L	Descarga líquida média diária (m^3/s);

q_p	Vazão de pico do hidrograma (m^3/s);
Q_s	Descarga sólida (m^3/s);
Q_{ss}	Descarga sólida em suspensão diária (ton/dia);
Q_{sm}	Descarga sólida média anual (t/dia);
R	Precipitação total anual (mm);
R	Fator de erosividade da chuva (MJ.mm/ha. h. ano);
r	Relação entre as descargas sólidas e as descargas líquidas;
R_b	Relação de bifurcação;
R_c	Capacidade de armazenamento de água no solo (mm);
RCEN	Rotação radiométrica controlada por eixo de não-mudança;
RL_m	Relação entre os comprimentos médios dos canais de cada ordem;
R_o	Chuva média por dia chuvoso (mm);
R_r	Relação de relevo (%);
r_1	Relação entre as descargas sólidas e as vazões líquidas iniciais;
r_2	Relação entre as descargas sólidas e as vazões líquidas finais;
s	Declividade média do terreno (°);
s	Declividade do talvegue ou da vertente (%);
S	Fator de declividade (adimensional);
S_a	Diferença potencial máxima entre a precipitação e o escoamento, a partir do início da precipitação.
s_b	Declividade média da bacia (%);
SD	Sem defloculante;
S_{sm}	Área específica da superfície específica do sedimento mobilizado (m^2/g);
S_{so}	Área específica do solo original (m^2/g);
Sil_1	Teor de silte, obtido com dispersante químico (%);
Sil_2	Teor de silte, obtido por dispersão em água (%);
t	Tempo;
t	Tonelada;
T	Tempo decorrido desde o início da deposição de ^{137}Cs até o ano em que foram coletadas as amostras;
T	Razão de textura;
t_c	Tempo de concentração da bacia (hora);
TC	Capacidade de transporte do escoamento (kg/m^2);

<i>TIN</i>	<i>Triangular Irregular Network;</i>
T_p	Tempo de pico do hidrograma (hora);
Y	Aporte de sedimentos em um determinado exutório da bacia, após um evento de precipitação (t);
w_o	Teor de umidade do solo (%);
X	Redução percentual no inventário total de ^{137}Cs ;
X_1	Imagem de determinada banda espectral da data inicial;
X_2	Imagem de determinada banda espectral da data final;
XD_{Det}	Imagem detecção de mudanças;
$x_{i,j}$	Valor da direção do fluxo de uma célula do <i>raster</i> ;
Z	Resistência do solo ao transporte pela água (kPa);
α	Ângulo do eixo de não-mudança da técnica RCEN;
ε	Eficiência de contagem para energia do raio gama (γ) do radioisótopo n;
ρ_d	Massa específica aparente seca “in situ” do solo (g/cm^3 ou kg/m^3);
ρ_h	Massa específica aparente natural “in situ” do solo (g/cm^3 ou kg/m^3);
ρ_s	Massa específica dos grãos;
v	Constante com valor aproximado de 0,65.

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E ELEMENTOS MOTIVACIONAIS

O assoreamento de reservatórios é um problema que vem sendo enfrentado há muitos anos no Brasil e no mundo. De acordo com Carvalho (2008) pelo menos 40 reservatórios de usinas hidrelétricas localizados em diferentes regiões brasileiras encontram-se parcialmente ou totalmente assoreados. Dentre os danos provocados pelo assoreamento, pode-se citar a redução da vida útil dos reservatórios e a obstrução de estruturas hidráulicas, que, dependendo da intensidade, podem comprometer significativamente a capacidade de geração de energia das usinas.

A erosão constitui o início de todos os problemas derivados do sedimento no meio ambiente. Além de produzir sedimentos que, ao serem transportados pelos cursos d'água, podem formar depósitos indesejáveis dentro dos reservatórios, ainda causa grandes prejuízos ao meio ambiente, ao setor agrícola e a outras obras de engenharia tais como estradas e portos.

Para o entendimento do balanço de sedimentos (*sediment budget*) no meio ambiente é necessário o conhecimento dos principais condicionantes que intervêm na dinâmica dos processos erosivos tais como a geologia, a geomorfologia, a topografia do terreno, as condições climáticas, a vegetação, o tipo e cobertura do solo e as práticas conservacionistas adotadas pelo homem. Dentre esses condicionantes o uso do solo é um dos que possui a maior variação espaço-temporal dentro da bacia, sendo também o que pode ser controlado ou modificado por medidas de prevenção de erosão.

No entanto, o uso inadequado dos solos localizados em áreas à montante dos reservatórios é um dos fatores que mais têm contribuído para a aceleração dos processos erosivos em bacias hidrográficas e, conseqüentemente, para a deposição de materiais no fundo dos reservatórios. Nas últimas décadas muitas bacias brasileiras vêm passando por constantes alterações, em grande parte devido a interações da atividade humana com o meio físico. Na região do alto rio São Francisco, localizada no estado de Minas Gerais, essa interação é bem visível no que diz

respeito ao desmatamento de grandes áreas de floresta nativa para a implantação de atividades agropecuárias. Em muitos casos, até as matas ciliares não têm sido poupadas. Nessa região se encontra a Usina Hidrelétrica (UHE) Três Marias, cujo reservatório está parcialmente assoreado (Carvalho, 2008).

A UHE Três Marias iniciou sua operação em 1962, e faz parte do Sistema Interligado Nacional. Tem uma capacidade de geração de 396 MW, com um reservatório de 15.280 Hm³ de volume útil, e fornece energia a importantes cidades mineiras, dentre elas, a capital Belo Horizonte. A bacia de contribuição da usina apresenta uma área de drenagem de cerca de 50.000 km², tendo como principais tributários os rios Abaeté, Borrachudo, Indaiá, Pará e Paraopeba.

Segundo estudos realizados por Carvalho (2001), dentre as sub-bacias de contribuição do reservatório de Três Marias, a do rio Indaiá é a que apresenta o maior grau de degradação, sendo este rio o que contribui com a maior carga de sedimentos para o reservatório. Isso se deve às atividades agropecuárias realizadas sem a adoção de práticas adequadas de conservação do solo e, em parte, às próprias condições físicas da bacia que apresenta altas taxas de declividade e solos com altos índices de erodibilidade. Por isso, é fundamental a adoção de medidas de prevenção de erosão e de controle ambiental visando um desenvolvimento econômico sustentável na bacia e reduzindo os impactos causados sobre a usina.

A principal motivação da realização da presente pesquisa é, portanto, contribuir para o entendimento do problema de assoreamento do reservatório de Três Marias, em particular do trecho que corresponde ao encontro com o rio Indaiá, e identificar os efeitos da ação antrópica na degradação ambiental da bacia. O alcance desta meta foi possível mediante a realização do estudo da dinâmica dos sedimentos ao longo do tempo. Com esse propósito foram feitas avaliações das perdas de solo na bacia, utilizando-se diferentes modelos de previsão de erosão, e dados do transporte de sedimentos no rio, para diferentes períodos. Foram então obtidas diversas correlações entre o uso do solo, as taxas de transporte de sedimentos e as taxas de perda de solo por erosão.

1.2 OBJETIVOS DA PESQUISA

1.2.1. OBJETIVO GERAL

O principal objetivo desta pesquisa foi estudar diferentes modelos em ambiente de geoprocessamento para avaliar a evolução, ao longo do tempo, dos processos de geração e transporte de sedimentos na bacia do rio Indaiá e melhor compreender e estimar o assoreamento do reservatório.

1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analisar os parâmetros morfométricos da bacia e sua relação com os processos erosivos;
- Avaliar as mudanças no uso e na cobertura do solo ao longo do tempo;
- Utilizar diferentes modelos qualitativos e quantitativos de previsão de erosão para a identificação das áreas-fonte potenciais de sedimentos e obtenção das taxas de perda de solo, bem como verificar a aderência entre os modelos;
- Estudar os dados sedimentométricos existentes, incluindo a quantidade e a composição granulométrica dos sedimentos fluviais;
- Avaliar os modelos de previsão de erosão mais adequados e coerentes aos valores observados na estação sedimentométrica;
- Selecionar e aplicar métodos de investigação indireta no interior do reservatório, em caráter expedito, adequados à natureza dos materiais erodidos;
- Avaliar a relação entre a grandeza dos processos erosivos de transporte e deposição de sedimentos;
- Verificar a distribuição do assoreamento no reservatório após o seu enchimento, a identificação das áreas de maior deposição e suas tendências de evolução;
- Propor medidas de uso sustentável para mitigar a erosão na bacia;
- Estruturar um banco de dados georreferenciado, contendo todas as informações geradas, que permita a análise espacial dos fenômenos que descrevem o atual contexto ambiental da área.

1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Geograficamente, a bacia hidrográfica do rio Indaiá está localizada entre os meridianos $45^{\circ}30'30''$ e $46^{\circ}09'00''$ de longitude oeste e os paralelos $18^{\circ}37'00''$ e $19^{\circ}45'00''$ de latitude sul (Figura 1.1), e compreende uma área de aproximadamente 2.324 km^2 .

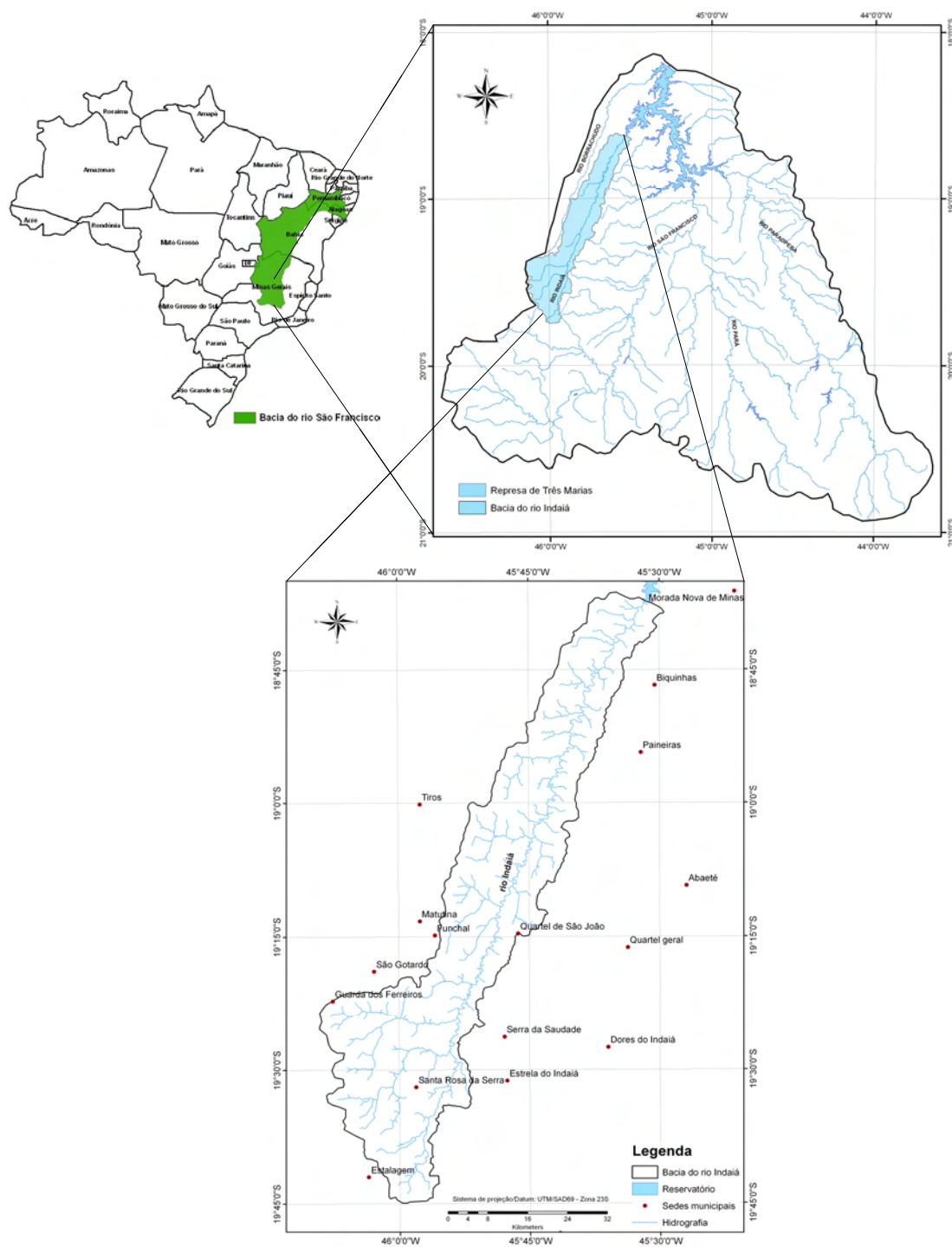


Figura 1.1 - Localização da área de estudo.

1.4 ESTRUTURA DA TESE

Esta tese é composta por seis capítulos. O presente capítulo apresenta uma introdução do tema englobando a motivação da pesquisa, seus objetivos, a localização da área de estudo e um resumo dos assuntos de cada capítulo.

No Capítulo 2 é feita uma revisão bibliográfica onde são apresentados os principais conceitos relacionados aos processos de erosão, transporte e deposição de sedimentos. São também discutidas as técnicas de sensoriamento remoto e de mapeamento do uso do solo, os diferentes modelos de previsão de erosão para avaliações qualitativas e quantitativas de perda de solo, os diferentes métodos de avaliação do transporte de sedimentos em cursos d'água e as medidas de assoreamento em reservatórios.

O Capítulo 3 apresenta os principais métodos, procedimentos técnicos e materiais utilizados nas diferentes etapas do trabalho. Eles foram ordenados da seguinte forma: elaboração de inventário; análise dos dados hidrológicos; levantamentos de campo; realização de ensaios de laboratório; mapeamento do uso do solo e avaliação das mudanças ocorridas ao longo do tempo; identificação de áreas suscetíveis à erosão e avaliações da perda de solo na bacia; estudo do transporte de sedimentos no rio Indaiá; e avaliação do assoreamento do trecho do reservatório que corresponde ao encontro com o rio Indaiá.

No Capítulo 4 é apresentada uma caracterização fisiográfica e econômica da área, onde são discutidas as principais características relacionadas ao clima, ao relevo, aos tipos de solo, à geologia, à vegetação e à economia dos municípios localizados dentro da bacia.

No Capítulo 5 são apresentados e discutidos os resultados obtidos na pesquisa, enquanto o Capítulo 6 apresenta as principais conclusões, algumas recomendações baseadas nas conclusões, bem como sugestões para pesquisas futuras relacionadas ao tema estudado.

As referências bibliográficas da pesquisa estão apresentadas logo após o Capítulo 6. São apresentados ainda sete Anexos os quais contêm informações e figuras adicionais para um melhor entendimento do estudo realizado.

2. ABORDAGEM TEÓRICA

2.1 PROCESSOS DE EROSÃO, TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DE SEDIMENTOS

Os processos erosivos consistem na remoção, transporte e deposição de partículas sólidas orgânicas e inorgânicas. Os principais agentes dinâmicos naturais do processo de sedimentação são: a água, o vento, a gravidade, os organismos vivos (plantas e animais), e outros eventos naturais (tremores de terra, degelo, dentre outros) causadores de deslocamentos de massas (Carvalho, 2001). Além dos agentes naturais, as atividades humanas, tais como desmatamento, práticas agrícolas e pecuárias, mineração, abertura de estradas e modificações do regime de fluxo de água natural, podem influenciar, de forma expressiva, nas causas da erosão.

A erosão provocada pelas águas da chuva, ou erosão hídrica, é a espécie que ocorre com mais frequência no Brasil, causando grandes prejuízos ao meio ambiente, ao setor agrícola e a obras de engenharia como usinas hidrelétricas, portos e outras. Ela pode ocorrer de diferentes formas, dependendo de vários fatores condicionantes, tais como a geologia, a geomorfologia, o clima, o regime de precipitação, o tipo de solo, a posição do lençol freático e a vegetação. O tipo, a forma e a intensidade com a qual a ação humana é exercida nos processos de apropriação, uso e ocupação do solo, constituem fatores fortemente condicionadores dos processos erosivos. A erosão hídrica pode ocorrer em forma de erosão pluvial, erosão laminar, erosão linear e erosão interna.

De acordo com Carvalho (2008), a erosão pluvial é produzida pelo impacto das gotas de chuva ao caírem sobre superfícies desprotegidas. Esse processo é exercido tanto em terrenos planos como em terrenos com altas declividades e também em áreas cultivadas ou vegetadas, desde que haja uma parte descoberta. A desintegração parcial dos agregados naturais no solo liberta partículas finas, deslocando-as e projetando-as para outros locais.

A erosão laminar se processa durante as fortes precipitações, quando o solo superficial já está saturado, sendo produzida por um desgaste suave e uniforme da camada superficial em toda

sua extensão. Esse tipo de erosão se desenvolve quando há pouco obstáculo, permitindo o escoamento de uma lâmina de água, sendo um fenômeno muito comum em regiões semi-áridas. Apesar de ser dificilmente perceptível, é possível evidenciá-la em fotografias aéreas, por tonalidade mais clara dos solos, e no campo, pela exposição de raízes e queda da produtividade agrícola.

A erosão linear ocorre quando há concentração das linhas de fluxo das águas de escoamento superficial, resultando incisões na superfície do terreno, sequencialmente, na forma de sulcos, ravinas e voçorocas. Essas últimas geralmente se desenvolvem em solos profundos e pouco estruturados.

A erosão interna (ou *piping*) ocorre quando a tensão exercida pela água em movimento numa descontinuidade é suficiente para destacar partículas de solo. Esse tipo de erosão depende do fluido de percolação e da direção e magnitude do gradiente hidráulico e é comum em solos coesivos, sobretudo quando dispersíveis.

Vale ressaltar que as diversas formas de erosão aqui mencionadas podem ocorrer simultaneamente no mesmo terreno. A erosão pode acontecer em áreas rurais ou urbanas, junto a estradas, em áreas de empréstimo ou mineração, em obras como barragens e aterros, dentre outras.

Os processos erosivos são caracterizados por duas fases. A primeira fase é o destacamento das partículas sólidas, que pode ser analisado em função da textura, da plasticidade, da atividade, da coesão, da estrutura, da agregação e da cimentação característica do solo. A segunda fase consiste no transporte das partículas sólidas, que pode ser estudado conhecendo a granulometria, a densidade e a forma destas partículas.

O intemperismo predispõe os materiais à ação dos processos erosivos. Nas regiões tropicais, como, por exemplo, no Brasil, as condições de umidade e temperatura favorecem a ação de processos físico-químicos como a oxidação, a redução e a dissolução. Os processos erosivos movimentam o solo e os compostos químicos que o integram, dando origem aos sedimentos que são transportados enquanto as condições de energia são favoráveis. Quando a energia do curso d'água ou do vento diminui, ocorre redução na capacidade de transporte, e os sedimentos, ou parte destes, são depositados. A migração do solo, ou dos sedimentos, é

conhecida como perda de solo e tem sido estudada por diferentes áreas do conhecimento como a geologia, a pedologia e a agronomia.

Segundo Ramos (1999), os sedimentos transportados pelos cursos d'água podem ser classificados como originários do leito do rio e da bacia hidrográfica. Os primeiros são resultantes das ações erosivas do escoamento líquido sobre as margens e o fundo do canal, podendo ser transportados por arraste junto ao leito do rio ou em suspensão na massa líquida. Esses materiais transportados constituem a carga de material do leito. Os sedimentos originários da bacia hidrográfica constituem a carga de lavagem da bacia, são geralmente sedimentos mais finos transportados em suspensão, pois os grãos mais grossos sedimentam rapidamente ao alcançarem os cursos d'água, incorporando-se ao material do leito.

Quanto ao mecanismo de transporte dos sedimentos, *as partículas extremamente pequenas*, tais como os sedimentos pelíticos, poluentes fixados ou dissolvidos, são transportados em suspensão com uma velocidade média praticamente igual à velocidade do escoamento, devido à ação de difusão turbulenta e da convecção diferenciada. Para estas partículas o peso praticamente não influencia o movimento de sedimentação.

Os *sedimentos finos*, com granulometria em torno do silte e da areia fina, são transportados em suspensão, porém, neste caso, o peso influencia no movimento da partícula, fazendo-a depositar sobre o leito quando a energia cinética for inferior à gravitacional. Após o depósito, estas partículas podem permanecer em repouso, serem transportadas por arraste, ou ainda retornarem à massa líquida e serem transportadas em suspensão novamente.

Já os *sedimentos que pertencem à camada superficial móvel do leito* são transportados por arraste, nas formas de saltação, escorregamento ou rolamento. Tal movimento se dá quando as forças hidrodinâmicas do escoamento são suficientes para transportar as partículas. Nesse caso, a velocidade do escoamento é muito maior do que a velocidade de transporte. Teixeira *et al.* (2000) apresentam um diagrama de energia vs granulometria das partículas, onde são mostradas as curvas de velocidade crítica de erosão, transporte e deposição (Figura 2.1).

O depósito de sedimentos pode ocorrer tanto próximo ao local de erosão quanto distante. Esses depósitos podem ocorrer em locais planos, em canais, planícies de inundação,

reservatórios, deltas, estuários ou oceanos. O sedimento pode causar danos, dependendo da quantidade, qualidade e local de deposição.

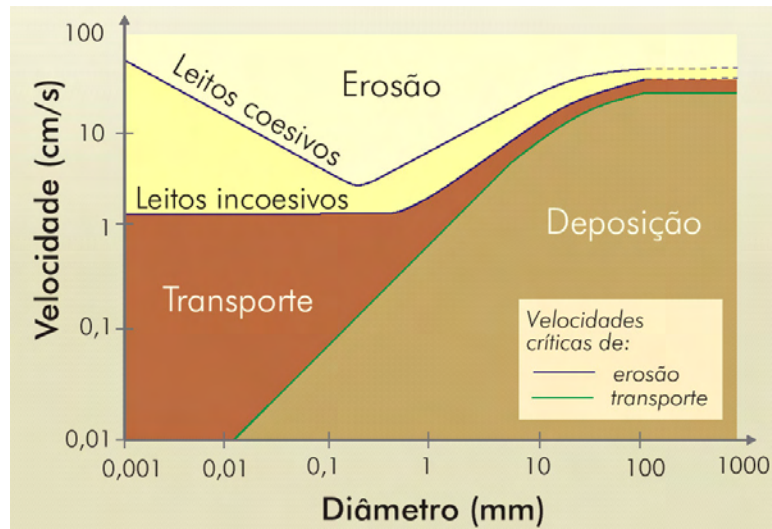


Figura 2.1 - Diagrama energia vs. granulometria, apresentando as curvas de velocidade crítica de erosão, transporte e deposição (Teixeira *et al.*, 2000).

2.2 DEPÓSITOS SEDIMENTARES EM RESERVATÓRIOS

Os cursos d'água apresentam, geralmente, uma capacidade natural para transportar materiais. No entanto, quando se constrói uma barragem, tal capacidade se altera a partir da área do remanso do reservatório. O fluxo de material particulado, ao encontrar águas com menor velocidade, perde a capacidade de transporte e passa a depositar sua carga. O processo inicia pelas frações de maior diâmetro como seixos e areia grossa. Posteriormente, a areia fina e silte grosso vão se depositar. As partículas menores, como silte fino e argila, adentram o lago em suspensão. O sistema lacustre criado constitui um eficiente meio de retenção de sedimentos, assim impede a passagem da maior parte do material particulado para jusante (Silva, 2007).

Nem todos os reservatórios têm o mesmo comportamento quanto à formação do assoreamento, pois esse processo depende de fatores como a geometria do lago, as formas de relevo, a sinuosidade do curso d'água, a granulometria dos sedimentos, a velocidade dentro do lago, a vazão afluente, dentre outros.

Os sedimentos que se depositam pela influência do reservatório podem se estender para montante e para jusante. A deposição de montante é denominada depósito de remanso e constitui o material depositado na região de menor velocidade de escoamento do reservatório, posicionando-se acima do nível de água represado junto à barragem. Quando o nível de água do reservatório decresce, uma parte do material depositado em remanso pode ser removida e transportada para o interior do ambiente lacustre.

Os depósitos realizados no interior do reservatório são chamados de depósitos deltáicos, depósitos de margem e depósitos do leito (Mahmood, 1987, citado por Carvalho, 2008). Os depósitos deltáicos podem ser constituídos totalmente de sedimentos grossos ou também podem conter um grande volume de sedimentos de diâmetros menores, como o silte. Esse tipo de depósito tem uma grande parcela de partículas que se movem por arraste e uma pequena fração de materiais em suspensão. Quanto menor a velocidade do fluxo e o tamanho das partículas, mais para o interior do reservatório a deposição se processa. A distribuição de depósitos de sedimentos não é uniforme, podendo haver áreas com maiores concentrações de assoreamento que outras.

2.3 ASSOREAMENTO DE RESERVATÓRIOS

O assoreamento de reservatórios de usinas hidrelétricas é um tema que vem sendo amplamente abordado e discutido na atualidade, nas diversas partes do mundo, por ser o principal causador da diminuição da capacidade de geração das usinas, pela redução da vida útil do reservatório. Particularmente no Brasil, os estudos relacionados a este tema são de grande importância, em virtude de aproximadamente 80 % de toda a energia elétrica do país provir de fontes hidráulicas.

O processo de assoreamento de reservatórios encontra-se intimamente relacionado com os processos erosivos que ocorrem na sua bacia de contribuição, uma vez que são estes que fornecem os materiais que, ao serem transportados e depositados, darão origem ao assoreamento.

Os primeiros estudos de assoreamento, desenvolvidos nas décadas de 40 e 50, mostram uma preocupação em quantificar o aporte de sedimentos por índices e fórmulas de transporte da

descarga sólida fluvial. As pesquisas seguintes visavam investigar o material depositado nos reservatórios com avaliação do transporte e deposição dos sedimentos (Ponçano *et al.*, 1981). Os estudos posteriores procuraram avaliar o processo de assoreamento segundo as características do ambiente (local do reservatório, seus entornos e área da bacia hidrográfica), os condicionantes geológicos e geotécnicos, a caracterização do material depositado e as fontes geradoras desse material (Carvalho, 1986 e Carvalho *et al.*, 2000). Mais recentemente, estudos integrados sobre os diversos fatores que interferem no assoreamento de reservatório consideram o meio ambiente e têm aplicação de Sistemas de Informações Geográficas (Diniz, 1998) e aplicação do assoreamento na definição de geoindicadores ambientais em áreas urbanas, com base em estudos de assoreamento em reservatórios urbanos e das ações antrópicas (Ridente *et al.*, 1998; Wilson Jr., 1998 e Campagnoli, 2002).

Atualmente, um grande número de reservatórios, localizados no Brasil e no mundo, se encontra parcialmente ou totalmente assoreado, principalmente os de pequeno e médio porte. No Brasil, Carvalho (2008) apresenta uma lista de mais de 40 reservatórios, localizados em diferentes regiões, que se encontram total ou parcialmente assoreados. Dentre eles está o reservatório da UHE Três Marias-MG, que se encontra parcialmente assoreado, mas que ainda não apresentou problemas evidentes na sua operação.

Na Austrália, Chanson (1998) investigou vários casos de assoreamento de reservatórios. Entre os anos de 1890 e 1960, mais de 20 reservatórios foram totalmente assoreados, a maioria na província de *New South Wales*. Os reservatórios que hoje se encontram totalmente assoreados foram construídos para fins de abastecimento de água das cidades localizadas próximas ou para fins de mineração. O autor ainda apresenta uma lista de outros 22 reservatórios assoreados localizados na Ásia (4), na África (4), na América do Norte (4) e na Europa (10).

O problema do assoreamento é causado, principalmente, pela ocorrência de processos erosivos na bacia hidrográfica, acelerados pela interferência das atividades antrópicas. É nas áreas ocupadas pelas atividades humanas que se concentra um dos maiores problemas ambientais, sobretudo, pela prática intensiva da atividade agropastoril. A ação humana faz com que a degradação dos recursos naturais, principalmente do solo e da água, aumente a cada dia.

Para avaliar esse tipo de degradação ambiental, segundo Ponçano *et al.* (1981), as medidas corretivas e preventivas do assoreamento requerem estudos específicos, considerando-se a dinâmica sedimentar, desde as áreas-fonte até as áreas de deposição. Os estudos das fragilidades do meio físico devem ser levados em consideração e são de suma importância para um planejamento ambiental sustentável. A caracterização dos ambientes naturais, suas fragilidades potenciais e emergentes proporcionam melhor estimativa das potencialidades erosivas em cada bacia. As pesquisas devem ainda incluir estudos no reservatório como, por exemplo, amostragem de sedimentos e levantamentos geofísicos.

2.4 USO E COBERTURA DO SOLO E SUA EVOLUÇÃO COM O TEMPO

O estudo sobre a transformação da superfície da Terra pode ser dividido em dois componentes inter-relacionados: uso do solo e cobertura do solo. O termo cobertura do solo é proveniente das ciências naturais e denota o estado físico da terra, a cobertura biofísica observada na sua superfície (Turner & Meyer, 1994). Está relacionado, por exemplo, com a quantidade e o tipo de vegetação, as águas e as rochas.

Uso do solo é uma expressão utilizada na área de ciências sociais para designar a utilização da Terra pelo homem (Turner & Meyer, 1994). Inclui, dentre outros, cultivos agrícolas, pastagens e recreação. As mudanças do uso da Terra em uma localidade podem envolver a troca de um tipo de uso para outro ou a intensificação do uso corrente. Cada uso corresponde a uma cobertura, entretanto, uma cobertura pode permitir vários usos, como, por exemplo, o uso múltiplo de uma cobertura florestal, tanto para atividades de lazer quanto para atividades extrativistas.

As forças que governam as mudanças no uso do solo são muito complexas, atuando em várias escalas e a diferentes velocidades. Dentre essas forças, a mais óbvia é o crescimento da população e o concomitante aumento na demanda por produtos derivados das atividades pecuárias e agrícolas, os quais diferem ao longo dos continentes, países e regiões.

A utilização inadequada dos solos pelo homem tem provocado modificações na superfície terrestre que afetam de forma importante a estabilidade do equilíbrio natural, gerando condições ideais para a ocorrência de fenômenos, em grandes escalas, como deslizamentos,

erosões, enchentes, incêndios e outros, que, em condições naturais apresentariam alcances limitados ou mínimos (Díaz, 2001). Tais modificações ocorrem em decorrência de mudanças na cobertura vegetal, mudanças das condições de umidade natural do solo e, outros fatores antrópicos, tais como a disposição inadequada de lixo e rejeitos, negligência no manejo de poluentes, esgoto e processos de urbanização desordenada. Essas atividades humanas modificam a relação entre os elementos naturais e têm como consequência mudanças na concentração de sedimentos suspensos nos corpos de água.

Surge, então, a necessidade de uma abordagem mais ampla na avaliação e planejamento da paisagem, considerando não somente uma distribuição quantitativa e espacial, mas também o seu inevitável dinamismo temporal, no sentido de encontrar um ponto de equilíbrio entre o potencial de uso racional dos recursos naturais e as ilimitadas demandas sobre eles decorrentes das atividades sócio-econômicas.

Assim, dada a capacidade de análise espacial dos sistemas de informações geográficas, aliada à possibilidade de obtenção de produtos de sensoriamento remoto multitemporais, essas ferramentas passaram a ser amplamente utilizadas em estudos sobre a evolução temporal da cobertura vegetal, por meio de técnicas de detecção de mudanças, em bacias hidrográficas.

2.5 SISTEMA DE INFORMAÇÃO GEOGRÁFICA - SIG

De acordo com Câmara (1995), o termo Sistema de Informação Geográfica - SIG é aplicado para sistemas que realizam o tratamento computacional de dados geográficos. Devido à sua ampla gama de aplicações, que inclui temas como agricultura, floresta, cartografia, cadastro urbano e redes de concessionárias (água, energia e telefone), há pelo menos três grandes maneiras de utilizar um SIG: como ferramenta para produção de mapas; como suporte para análise espacial de fenômenos; e como um banco de dados geográficos, com funções de armazenamento e recuperação de informação espacial. A tecnologia de SIG pode trazer enormes benefícios devido à sua capacidade de manipular a informação espacial de forma precisa, rápida e sofisticada.

Dessa forma, o SIG constitui uma tecnologia útil para se analisar dados espaciais e oferecer alternativas para o entendimento da ocupação e utilização do meio físico. As definições para

SIG são várias, geralmente baseadas no tipo de usuário e no domínio da aplicação. A diversidade de aplicações dessa tecnologia permitiu sua inclusão à rotina de várias áreas do conhecimento, o que implica o seu uso pelos mais diversos profissionais, os quais foram incorporando sua própria concepção do sistema, resultando em diversas definições, conforme expostas, exemplificadamente, a seguir:

- *“conjunto poderoso de ferramentas para coletar, armazenar, recuperar, transformar e visualizar dados sobre o mundo real” (Burrough, 1986);*
- *“um banco de dados indexados espacialmente, sobre o qual opera um conjunto de procedimentos para responder a consultas sobre entidades espaciais” (Smith et al., 1987);*
- *“um sistema de suporte à decisão que integra dados referenciados espacialmente num ambiente de respostas a problemas” (Cowen, 1988);*
- *“um conjunto manual ou computacional de procedimentos utilizados para armazenar e manipular dados georreferenciados” (Aronoff, 1989).*

Silva (2003), observando pontos comuns nas várias definições, afirma que o SIG necessita usar o meio digital. Portanto, o uso intensivo da informática é imprescindível, ou seja, deve existir uma base de dados integrada. Esses dados precisam estar georreferenciados e com controle de erro e devem existir funções de análises que variem de álgebra cumulativa (operações do tipo soma, subtração, multiplicação, divisão, etc.) até álgebra não cumulativa (operações lógicas).

No domínio da pesquisa científica, o SIG pode ser entendido como uma ferramenta para revelar o que está oculto em dados geográficos ou que dificilmente seria inferido pelos métodos tradicionais de análise espacial. Dados geográficos descrevem objetos do mundo real, em termos de posicionamento ajustado a um sistema de coordenadas, suas características ou atributos e relações espaciais entre eles, como vizinhança, proximidade, pertinência, dentre outros. Portanto, um SIG pode ser usado em estudos relativos ao meio ambiente e recursos naturais, na pesquisa da previsão de determinados fenômenos ou no apoio a decisões de planejamento, considerando a concepção de que os dados armazenados representam um modelo do mundo real (Burrough, 1986).

2.6 SENSORIAMENTO REMOTO E AVALIAÇÕES DO USO DO SOLO

2.6.1 SENSORIAMENTO REMOTO

O sensoriamento remoto consiste num sistema por meio do qual se obtêm dados a respeito dos recursos naturais renováveis ou não renováveis do planeta, pela utilização de sensores colocados em aviões, satélites ou mesmo na superfície da Terra (Moreira, 2003). Esses sensores são equipamentos capazes de detectar e registrar a energia proveniente de um objeto, convertê-la em sinal passível de ser registrado e apresentá-lo de forma adequada à extração de informações (Novo, 1989).

De acordo com Novo (1989), durante o processo de formação de imagens orbitais nas diferentes faixas do espectro eletromagnético, o que se registra é a energia radiante que deixa a superfície em direção ao sistema sensor. A intensidade de energia refletida por um objeto ou substância depende do comprimento de onda, do ângulo de incidência e das propriedades intrínsecas desse objeto.

No caso de imagens, os dados coletados pelo sensor são apresentados por meio de níveis de cinza. A quantificação da radiância contínua de uma cena é representada pelos níveis de cinza discretos na imagem digital e é dada pelo número de *bits* por cada célula da matriz (*pixel* – abreviação para a palavra *picture cell*) que corresponde à imagem. Segundo Crósta (1999), uma imagem digital pode ser vista como uma matriz, de dimensões x linhas por y colunas, com cada elemento possuindo um atributo z (nível de cinza).

Em geral, os satélites adquirem dados da superfície da terra de maneira contínua, por isso, as imagens por eles captadas constituem-se em importante ferramenta para a avaliação das condições de uso e cobertura do solo ao longo do tempo.

A última década do século XX foi marcada por notáveis avanços na área de sensoriamento remoto. Foram desenvolvidos e lançados, tanto por plataformas de programas espaciais já existentes como por projetos inéditos, sensores de alto desempenho no que se refere às resoluções espacial, espectral, radiométrica e temporal. A bordo de plataformas orbitais, esses novos sensores vieram complementar o registro dos atributos dos recursos naturais e do meio ambiente terrestre, desde a escala regional até o nível de detalhe.

O programa LANDSAT (originalmente denominado *Earth Resources Technology Satellite – ERTS*), desenvolvido pela *National Aeronautics and Space Administration - NASA*, foi o primeiro programa de satélite de sensoriamento remoto para observação dos recursos terrestres posto em órbita da Terra. Esse programa foi desenvolvido com o objetivo de possibilitar a aquisição de imagens da superfície da Terra de maneira global e repetitiva.

Atualmente existem sensores capazes de captar imagens com resolução espacial da ordem de 1m, podendo ser utilizadas para diversas finalidades, inclusive para a geração de dados topográficos (pares estereoscópicos). Com o lançamento dos satélites IKONOS II e *Quickbird*, em 1999 e 2001, respectivamente, foi dado início à produção de imagens de alta resolução espacial para fins comerciais.

No Brasil, o empenho do governo pela eficiência na aquisição de dados, juntamente com a necessidade de autonomia no monitoramento de recursos terrestres, resultou em uma parceria com o governo chinês, por meio do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) e da CAST (Academia Chinesa de Tecnologia Espacial), para o desenvolvimento de três satélites avançados de sensoriamento remoto, denominado Programa CBERS (*China-Brazil Earth Resources Satellite*). Iniciado em 1988, o programa de cooperação CBERS lançou o primeiro satélite (CBERS-1) após uma década, o segundo (CBERS-2) em 2003 e o terceiro (CBERS-2B) em 2007. Com três sensores a bordo, o CBERS registra cenas em diferentes resoluções espaciais, temporais e espectrais, atendendo a necessidades semelhantes de ambos os países no mapeamento de áreas de difícil acesso em várias escalas. Uma das grandes vantagens das imagens CBERS com relação às obtidas pelos outros satélites é a sua distribuição gratuita para utilizadores brasileiros e chineses.

2.6.2 PROCESSAMENTO DE IMAGENS PARA A AVALIAÇÃO DO USO DO SOLO

A escolha da imagem a ser utilizada em estudos voltados para a avaliação do uso do solo deve ocorrer de acordo com as necessidades do usuário e com as características da região. Na maioria dos casos, o mapeamento do uso do solo é realizado por técnicas de processamento de imagem. Tais técnicas permitem a manipulação de imagens digitais no sentido de facilitar a extração de informações. O processamento digital de imagens envolve a análise espectral e

está fortemente relacionado a quatro operações básicas: pré-processamento, realce, segmentação e classificação.

O pré-processamento refere-se ao processamento inicial de dados brutos para calibração radiométrica da imagem, correção de distorções geométricas e remoção de ruído.

O realce de imagens digitais visa melhorar a sua acuidade visual, sob critérios subjetivos do olho humano, para que possam ser extraídas dela o máximo de informações por um intérprete. Considerando que os sistemas sensores são concebidos para registrar toda uma gama possível de valores de reflectância originada por todos os tipos de materiais naturais e sob as mais diversas condições de iluminação (Crósta, 1999), dificilmente os dados contidos em uma imagem de 8 bits se espalham por todo o intervalo possível de 256 tons de cinza, apresentando, portanto, um baixo contraste. Isso significa que, de todos os níveis de cinza possíveis, inexistem valores muito baixos, próximos do preto, ou altos, próximos do branco. O sistema visual humano possui uma grande capacidade de reconhecer padrões, mas, quanto a variações em intensidade, distingue, no máximo, 30 tons de cinza, e ainda assim, quando eles estão distantes entre si e bem espalhados entre o preto e o branco.

O processo de segmentação consiste na divisão da imagem em regiões que devem corresponder às áreas de interesse da aplicação. Entende-se por regiões um conjunto de *pixels* contíguos, que se espalham bidirecionalmente e que apresentam uniformidade (INPE, 2002).

Na classificação, são atribuídas classes aos objetos presentes na imagem. É importante salientar que classificação é o processo de extração de informação de imagens para reconhecer padrões e objetos homogêneos e é utilizada em Sensoriamento Remoto para mapear áreas da superfície terrestre que correspondem aos temas de interesse.

De acordo com INPE (2002), os classificadores podem ser divididos em classificadores *pixel a pixel* e classificadores por regiões. Os classificadores *pixel a pixel* utilizam apenas a informação espectral de cada *pixel* para achar regiões homogêneas. Esses classificadores podem ser separados em métodos estatísticos (utilizam regras da teoria de probabilidade) e determinísticos (não utilizam probabilidade). Os classificadores por regiões utilizam, além da informação espectral de cada *pixel*, a informação espacial que envolve a relação com seus

vizinhos. Procuram simular o comportamento de um foto-intérprete, reconhecendo áreas homogêneas de imagens, baseados nas propriedades espectrais e espaciais das imagens. A informação de borda é utilizada inicialmente para separar regiões e as propriedades espaciais e espectrais irão unir áreas com a mesma textura.

2.6.3 DETECÇÃO DE MUDANÇAS NO USO DO SOLO

Pode-se definir a técnica de detecção de mudanças como o reconhecimento de alterações nos padrões característicos de determinado alvo nas imagens, por meio de sua observação em épocas distintas. Segundo Macleod & Congalton (1998), quatro aspectos devem ser considerados no monitoramento ambiental: a detecção das mudanças ocorridas; a identificação da natureza da mudança; a quantificação da extensão da mudança; e a definição do padrão espacial da mudança.

As técnicas de detecção de mudanças aplicadas a imagens de satélite são empregadas a partir da utilização de técnicas de processamento de imagens. O estudo pode ser realizado tanto por meio da análise comparativa de classificações produzidas independentemente, como a partir das técnicas que analisam imagens multitemporais, como: subtração de imagens, razão entre bandas, análise por componentes principais, comparação pós-classificação, dentre outras.

Diferentes técnicas de detecção de mudanças na paisagem que utilizam dados de sensoriamento remoto e sistemas de informações geográficas vêm sendo constantemente utilizadas e/ou desenvolvidas no Brasil e no mundo.

Más (1998), a partir de dados Landsat/MSS, realizou uma comparação entre diferentes técnicas de detecção de mudança, com a utilização de várias técnicas de processamento digital, tendo fotografias aéreas como fonte de avaliação da acurácia dos resultados, destacando que a técnica de pós-classificação foi a que apresentou o maior desempenho por indicar a natureza das mudanças.

Lorena *et al.* (2002), ao utilizarem imagens Landsat/TM da região do projeto de colonização Pedro Peixoto (Acre), empregaram duas técnicas: a de Análise por Vetor de Mudanças

(AVM) e a de comparação pós-classificação (algoritmo classificatório por regiões Battacharya), indicando o ganho e perda de biomassa frente à conversão de áreas de floresta primária em áreas de atividades agrícolas e de pecuária.

Silva *et al.* (2003) fizeram uso da técnica AVM para caracterizar e quantificar a dinâmica de uso e cobertura da terra em áreas de floresta tropical sob influência da atividade de exploração madeireira no Estado do Mato Grosso, também utilizando imagens Landsat/TM.

Embora as técnicas tradicionais apresentem resultados satisfatórios, possuem a desvantagem de necessitarem do uso de complexos métodos de calibração, correção da reflectância aparente ou correção atmosférica (Santos *et al.*, 2005), exigindo, assim, uma maior experiência do processador e um maior tempo de processamento.

Nesse sentido, Maldonado (2004) desenvolveu uma metodologia para detecção de mudanças na cobertura vegetal utilizando imagens multitemporais do Landsat/TM, na banda espectral do vermelho. Para implementar operacionalmente essa metodologia, foram desenvolvidas duas técnicas digitais, que não precisam fazer uso de imagens com correção atmosférica, para a geração dos mapas de mudanças, diminuindo a complexidade do processamento digital de imagens. A abordagem empregada faz uso do conceito simples do “eixo radiométrico de não-mudança”, o qual permite controlar o algoritmo digital de detecção de mudanças, utilizando informações de campo para as amostras rotuladas. Essas técnicas foram chamadas de “Rotação Radiométrica Controlada por Eixo de Não-Mudança (RCEN)” e “Rotação Radiométrica Controlada por Índice de Acurácia (RCIA)”. A técnica RCEN foi a que obteve os resultados mais consistentes, mantendo significativo desempenho em todos os intervalos de tempo investigados.

Por outro lado, a disponibilidade gratuita e o fácil acesso de imagens dos satélites CBERS 1 e 2 têm levado os cientistas brasileiros a aperfeiçoarem técnicas de detecção de mudanças para a aplicação conjunta dessas imagens com as obtidas por outros satélites.

Santos *et al.* (2005) apresentam a aplicabilidade da técnica de “Rotação Radiométrica Controlada por Eixo de Não-Mudança (RCEN)” numa comparação multitemporal entre imagens CBERS2/CCD e Landsat-7/ETM+. A proposição científica apresentada pelos autores

ilustra a possibilidade de integração de informações advindas de um determinado sensor para outro. O resultado dessa técnica é uma imagem de detecção de mudanças, derivada de ambos os sensores, cujo mapa final representa a estratificação temática da recuperação/degradação da cobertura vegetal e seus níveis de intensidade.

2.6.4 TÉCNICA DE ROTAÇÃO RADIOMÉTRICA CONTROLADA POR EIXO DE NÃO-MUDANÇA

A técnica conhecida como “Rotação Radiométrica Controlada por Eixo de Não-Mudança (RCEN)”, apresentada por Maldonado (2004) e Santos *et al.* (2005), se baseia na comparação de duas imagens da mesma banda espectral de duas épocas diferentes com a vantagem de não necessitar de métodos complexos de calibração ou correção da imagem.

Numa premissa genérica da técnica, em áreas onde não ocorrem mudanças de uso e cobertura da terra, há significativa correlação de valores espectrais para as imagens investigadas (Quirino *et al.*, 2005).

A RCEN é uma transformação linear que produz uma rotação dos eixos ortogonais do espaço de atributos radiométricos das imagens (de uma mesma banda espectral em datas diferentes), em relação ao eixo formado pela reta de regressão dos pontos rotulados no campo como não-mudança. Esse eixo descreve a correlação entre os *pixels* de não-mudança nas imagens da primeira (eixo “x”) e segunda data (eixo “y”), plotados em um espaço de atributos, obtendo-se assim, a reta de regressão dos *pixels* de não-mudança por meio da formulação apresentada abaixo (Santos *et al.*, 2005):

$$Data2 = m \times Data1 + I \quad (2.1)$$

Sendo:

Data1 - valor radiométrico na imagem da primeira data;

Data2 - valor radiométrico na imagem da segunda data;

m - coeficiente de inclinação da reta da regressão;

I - ordenada da origem ou "interseção y".

Nessa técnica, o ângulo de rotação (α) é definido como o arco tangente do coeficiente de inclinação da reta de regressão linear dos *pixels* de não-mudança identificados previamente no terreno. O ângulo do eixo de não-mudança é expresso pela seguinte equação:

$$\alpha = \arctg(m) \quad (2.2)$$

Sendo:

α - ângulo do eixo de não-mudança;

m - coeficiente de inclinação da reta da regressão.

A partir desse ponto, com o eixo cartesiano da radiometria do par de imagens sendo rotacionado no sentido anti-horário até que o eixo "x" se torne paralelo ao eixo de não mudança, a imagem detecção de mudança é gerada baseada num sistema de equações que compõe a rotação simples, como indicado na formulação:

$$X_{Det} = -X_1 \times \sin(\alpha) + X_2 \times \cos(\alpha) \quad (2.3)$$

Sendo:

X_{Det} - imagem detecção de mudanças;

X_1 - imagem de determinada banda espectral da primeira data;

X_2 - imagem de determinada banda espectral da segunda data;

α - ângulo de rotação.

A técnica RCEN é um método alternativo àquele de Análise por Principais Componentes (APC), que faz também uma transformação linear, produzindo uma rotação dos eixos cartesianos do espaço de atributos da imagem em relação ao eixo de máxima variância (Jiaju, 1988 e Crósta, 1999). A modificação principal em relação à APC está nesse maior controle do ângulo de rotação, aumentando a eficiência da detecção, pois conforme já mencionado, é obtido pela tangente do coeficiente de regressão linear dos *pixels* de não-mudança, definidos por conhecimento prévio de campo. Por outro lado, na APC a rotação está simplesmente associada à matriz de covariância das imagens, preservando o valor total da variância.

2.7 CLASSIFICAÇÃO E CODIFICAÇÃO DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS EM OTTOBACIAS

O conhecimento das características físicas de uma bacia hidrográfica, tais como área de drenagem, forma da bacia, sistema de drenagem e características do relevo, é fundamental para o seu gerenciamento. A identificação desses elementos é de grande utilidade prática, pois, de acordo com Villela & Matos (1975), permite conhecer a variação espacial dos elementos do regime hidrológico. Atualmente, as características físicas de uma bacia podem ser facilmente obtidas por meio da utilização de técnicas de geoprocessamento, dentro de um SIG.

Uma outra informação importante e que também pode ser extraída por meio da utilização de técnicas de geoprocessamento é a subdivisão da bacia em segmentos específicos. Essa técnica, além de possibilitar a análise de trechos sob os mais diferentes aspectos, facilita, também, o referenciamento de bases de dados para a sistematização e o compartilhamento de informações.

Considerando a bacia hidrográfica como uma unidade básica de gerenciamento de recursos hídricos, o Conselho Nacional de Recursos Hídricos – CNRH, por meio da Resolução nº30 de 11/12/2002, estabeleceu que o método desenvolvido pelo Engenheiro Otto Pfafstetter, do extinto Departamento Nacional de Obras e Saneamento (DNOS), seria adotado em âmbito nacional, como uma metodologia de codificação e subdivisão de bacias hidrográficas em “ottobacias”. Esse método desenvolvido no Brasil utiliza dez algarismos do sistema decimal.

Trata-se de um método natural, hierárquico, baseado na topografia da área drenada e na topologia (conectividade e direção) da rede de drenagem. Sua aplicabilidade em escala global, com o emprego de poucos dígitos, além da amarração nos dígitos da relação topológica entre as bacias hidrográficas, são as características marcantes do método de Pfafstetter.

A técnica de “ottobacias” caracteriza-se por sua racionalidade. Utilizando pequena quantidade de dígitos em um código específico para uma dada bacia, o método permite inferir, através desse código, quais as bacias hidrográficas que se localizam à montante e à jusante daquela em estudo. Cada vez que for citada uma determinada numeração, sabe-se exatamente a

identificação da bacia hidrográfica, seu rio principal e seu relacionamento com as demais bacias da mesma região hidrográfica, até o nível continental (Silva, 1999).

Nesse método, inicialmente utilizado pela extinta Secretaria Nacional de Irrigação (atual Secretaria de Recursos Hídricos do Ministério do Meio Ambiente), a importância de qualquer rio está relacionada com a área de sua bacia hidrográfica. É feita uma distinção entre rio principal e tributário em função do critério de área drenada. Assim, em qualquer confluência, o rio principal será sempre aquele que possui a maior área drenada entre os dois. Denominam-se bacias as áreas drenadas pelos tributários e interbacias as áreas remanescentes, drenadas pelo rio principal.

A metodologia de Otto Pfafstetter é aplicada inicialmente para o continente (nível 1), com numeração sequencial no sentido horário, a partir do norte. Os códigos são aplicados às quatro maiores bacias hidrográficas identificadas que drenam diretamente para o mar, sendo-lhes atribuídos os algarismos pares 2, 4, 6 e 8, no sentido de jusante para montante do fluxo do rio principal. Os outros tributários do rio principal são agrupados nas áreas restantes, denominadas interbacias, que recebem, no mesmo sentido, os algarismos ímpares 1, 3, 5, 7 e 9. A interbacia 3 encontra-se entre as bacias 2 e 4, a interbacia 5 encontra-se entre as bacias 4 e 6, e assim sucessivamente. Cada uma dessas bacias e interbacias, resultantes dessa primeira subdivisão, pode ser subdividida da mesma maneira, de modo que a subdivisão da bacia 8 gera as bacias 82, 84, 86 e 88 e as interbacias 81, 83, 85, 87 e 89. O mesmo processo aplica-se às interbacias resultantes da primeira divisão, de modo que a interbacia 5, por exemplo, se subdivide nas bacias 52, 54, 56 e 58 e nas interbacias 51, 53, 55, 57 e 59. Os algarismos da subdivisão são simplesmente acrescentados ao código da bacia (ou interbacia) que está sendo subdividida (Galvão & Meneses, 2005).

Os algarismos de um código dão informações de conectividade da rede hidrográfica. Um último algarismo par caracteriza uma bacia hidrográfica (área que drena para um determinado rio). Da mesma forma, um último algarismo ímpar caracteriza uma interbacia, e não uma bacia hidrográfica.

2.8 PREVISÃO DE EROSÃO

As investigações sobre a erosão hídrica e as técnicas para avaliar as perdas de solo começaram, praticamente, neste século, embora a preocupação com o problema seja bem anterior. J.K. Mitchell cita o Serviço Florestal Americano como um dos pioneiros, estudando-o qualitativamente em 1915. Dois anos mais tarde, em 1917, M. F. Miller começou a estudar os efeitos da rotatividade de cultivos sobre o escoamento superficial e a erosão em pequenas áreas experimentais (Carvalho, 2008).

Com o passar do tempo, os estudos relacionados aos diferentes processos erosivos foram sendo aperfeiçoados e surgiram várias metodologias que conduzem à identificação das áreas com maior suscetibilidade à erosão, ou de maior perda de solo, em uma determinada área de estudo. O conhecimento dos processos erosivos em uma bacia hidrográfica é imprescindível para as ações governamentais, pois constituem as bases técnicas para a priorização das ações do Poder Público, seja para a tomada de medidas corretivas, seja para a adoção de medidas de prevenção.

De acordo com Salomão (2007), os processos erosivos podem ser estudados com a utilização de diferentes abordagens. Em geral, podem-se distinguir abordagens que buscam a avaliação qualitativa do comportamento erosivo dos terrenos, e abordagens que buscam a quantificação das perdas de solo por erosão. Atualmente, para cada uma dessas abordagens existe um grande número de modelos desenvolvidos, que dentro de um SIG produzem resultados espacialmente distribuídos. Por outro lado, devem-se tratar diferentemente os processos erosivos por escoamento laminar e por concentração de fluxo, por se constituírem em processos erosivos que envolvem mecanismos e condicionantes diferentes.

Em geral, os estudos de previsão de erosão laminar levam em consideração os diversos fatores relacionados ao clima, às condições naturais dos terrenos e às práticas antrópicas, destacando-se: a chuva, a topografia, os tipos de solos, a cobertura vegetal e as formas de uso do solo. A seguir é apresentada uma breve discussão acerca dos principais agentes erosivos, ativos ou passivos, considerados nos estudos de previsão de erosão.

Chuva - A água de chuva, considerada um agente ativo, provoca a erosão por meio do impacto das gotas sobre a superfície do solo, caindo com velocidade e energia variáveis, e por

meio do escoamento da enxurrada. Sua ação erosiva depende da distribuição pluviométrica, mais ou menos regular, no tempo e no espaço, e da sua intensidade. O índice que expressa a capacidade da chuva de provocar erosão laminar é conhecido como erosividade.

Topografia - A topografia do terreno é considerada um agente erosivo passivo e sua influência na intensidade erosiva pode ser verificada por meio de duas variáveis do relevo: a declividade das vertentes e o comprimento das encostas. O aumento do comprimento das encostas acelera a erosão, pois aumenta o volume de água que escoam através de uma seção transversal à vertente e, evidentemente, aumenta a capacidade de remover detritos. Por outro lado, quanto maior o percurso percorrido pela água sobre a superfície, maior sua possibilidade de infiltrar ou evaporar. Por essa razão, a porcentagem de água escoada em relação à precipitada decresce com o aumento do comprimento de rampa. Por sua vez, com o aumento da declividade das vertentes, cresce a energia da água e, conseqüentemente, sua capacidade erosiva.

Cobertura vegetal e uso do solo - O tipo e a densidade de cobertura vegetal, presente numa determinada bacia, têm grande influência sobre o escoamento superficial e a produção de sedimentos. A cobertura vegetal protege o solo contra o impacto direto das gotas de chuva e reduz a energia das águas que escoam superficialmente. As raízes deixam o solo mais poroso, possibilitando o processo de infiltração, e aumentam a capacidade do solo de reter a água por efeito da produção e incorporação de matéria orgânica.

Por outro lado, a substituição da vegetação nativa pela implantação de áreas agrícolas e de pastagem (atividades antrópicas) sem a adoção de práticas de conservação do solo adequadas pode reduzir consideravelmente o efeito benéfico da cobertura vegetal.

Solo - O solo, por influenciar e sofrer a ação dos processos erosivos, conferindo maior ou menor resistência, constitui o principal fator natural relacionado à erosão. Sua influência deve-se às suas propriedades físicas, principalmente textura, estrutura, permeabilidade e densidade, e às suas propriedades químicas, biológicas e mineralógicas.

A textura influi na capacidade de infiltração e de absorção da água de chuva, interferindo no potencial de enxurradas, e em relação a maior ou menor coesão entre as partículas. A estrutura

do solo, igualmente à textura, influi na capacidade de infiltração e absorção da água de chuva, e na capacidade de arraste das partículas do solo.

A permeabilidade determina a maior ou menor capacidade de infiltração das águas de chuva, estando diretamente relacionada com a porosidade do solo. Em geral, solos arenosos são mais permeáveis que solos argilosos, por serem mais porosos. Entretanto, em alguns casos, dependendo da estruturação, solos argilosos podem-se apresentar altamente porosos e até mais permeáveis do que solos arenosos (Salomão, 2007).

A densidade do solo é inversamente proporcional à porosidade e permeabilidade. Por efeito de compactação do solo, observa-se um aumento de densidade, como resultado da diminuição dos macroporos; em função disso, o solo torna-se mais erodível.

As propriedades químicas, biológicas e mineralógicas do solo influem no estado de agregação entre as partículas, aumentando ou diminuindo a resistência do solo à erosão.

As características do solo, conjuntamente analisadas, determinam a sua erodibilidade, ou seja, a sua maior ou menor capacidade de propiciar a erosão.

2.8.1 AVALIAÇÕES QUALITATIVAS DE PREVISÃO DE EROSÃO

Um dos primeiros trabalhos desenvolvidos no Brasil com a finalidade de avaliar qualitativamente o comportamento erosivo dos terrenos, seu impacto ambiental numa região, bem como o prognóstico de sua evolução, foi o apresentado por Olivera *et al.* (1987), intitulado “Questões Metodológicas em Diagnósticos Regionais de Erosão: a Experiência Pioneira da Bacia do Peixe Paranapanema – SP”. Tal metodologia consistiu basicamente na definição do estado atual de erosão da área de estudo, e na definição das áreas com maior suscetibilidade à erosão (laminar e linear), por meio do cruzamento de informações referentes aos diferentes condicionantes do meio físico, compreendendo uma análise dedutiva e não apenas uma simples sobreposição cartográfica. Mais tarde esse trabalho foi modificado por IPT (1990) e Salomão (2007), tendo sido aplicado em diversas áreas do território brasileiro.

Crepani *et al.* (2001) apresentaram uma metodologia para elaborar mapas de vulnerabilidade natural à perda de solo com o objetivo de subsidiar o Zoneamento Ecológico-Econômico da Amazônia. Tal metodologia foi desenvolvida com base no conceito de Ecodinâmica (Tricart, 1977) e na reinterpretação de dados temáticos preexistentes com a utilização de imagens de satélite. A vulnerabilidade das unidades de paisagem é estabelecida por meio de uma escala de valores relativos e empíricos de acordo com a relação morfogênese/pedogênese, analisando-se individualmente cada um dos temas: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso do solo e clima.

De acordo com Chaves *et al.* (1996), a principal vantagem das avaliações qualitativas é a facilidade de manipulação dos fatores selecionados em termos de grau de risco à erosão, e sua posterior combinação para a obtenção dos graus de severidade erosiva. No entanto, sendo qualitativa, a estimativa da erosão não permite a obtenção de valores numéricos, importantes para estimativas da degradação do solo e do potencial de sedimentação.

A seguir são apresentadas algumas metodologias, desenvolvidas por técnicos do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, para a avaliação qualitativa da erosão dos terrenos. Para o presente estudo entendeu-se como suscetibilidade geoambiental, adaptado de Art (2001), o grau de fragilidade do meio físico mediante a intensidade de um ou mais agentes deflagradores de degradação ambiental, tal como a distribuição espacial da pluviosidade e da ação antrópica.

A vulnerabilidade expressa o grau das perdas, materiais e humanas, refletindo, portanto, a fragilidade dos sistemas implantados na área considerada. A vulnerabilidade do sistema deve, portanto, ser expressa sob o ponto de vista econômico, traduzindo-se em perdas monetárias.

2.8.1.1 Metodologia apresentada por IPT (1990) e Salomão (2007) para a avaliação da suscetibilidade à erosão laminar

A suscetibilidade do meio físico à erosão laminar pode ser cartograficamente determinada com base na análise dos fatores naturais influentes no desenvolvimento dos processos erosivos, tais como erodibilidade dos solos, erosividade da chuva, declividade e comprimento das encostas (IPT, 1990). De acordo com Salomão (2007), uma vez que a erosão laminar

desenvolve-se fundamentalmente pela ocupação agropastoril das terras, a influência relativa desses fatores deve ser ponderada a partir de critérios fixados para a definição de classes de capacidade de uso das terras, normatizadas com a finalidade de utilização no planejamento de práticas de conservação do solo, tendo em vista o controle da erosão. Nesse sentido, consideram-se a erodibilidade do solo e a declividade das encostas fatores determinantes na definição das classes de suscetibilidade. Os fatores erosividade e comprimento das encostas devem ser utilizados em complementação à avaliação final das classes de suscetibilidade.

A metodologia apresentada por IPT (1990) e Salomão (2007) está dividida nas seguintes etapas e ilustrada na Figura 2.2:

- Preparação de bases cartográficas e temáticas;
- Elaboração de mapas parciais dos fatores relacionados à erosão laminar;
- Elaboração de mapa preliminar de suscetibilidade à erosão laminar;
- Levantamento de campo, em nível de reconhecimento, visando à confirmação e aos ajustes necessários na definição das classes de suscetibilidade;
- Elaboração do mapa final de suscetibilidade à erosão laminar;
- Consideração das atividades antrópicas, apresentadas em mapas de uso e cobertura do solo;
- Elaboração do mapa de potencial atual à erosão laminar.

Para a elaboração do mapa preliminar, os dados de declividade e erodibilidade devem ser integrados, tomando-se como critério de definição das classes de suscetibilidade à erosão laminar a sua compatibilização com a classe de capacidade de uso e cobertura do solo (Salomão, 2007). O critério adotado por IPT (1990) para a realização dessa integração consiste num cruzamento matricial, relacionando quatro classes de declividade com cinco classes de erodibilidade, como apresentado na Tabela 2.1. O mapa de erosividade da chuva deve ser elaborado a partir da erosividade média anual para diversas localidades dentro da região estudada, que disponham de registros pluviométricos. Tal mapa somente deverá ser levado em consideração se a região apresentar variações na sua distribuição pluviométrica. As classes de declividade adotadas contemplam os critérios estabelecidos para a definição da capacidade de uso das terras (Lepsch *et al.*, 1983).

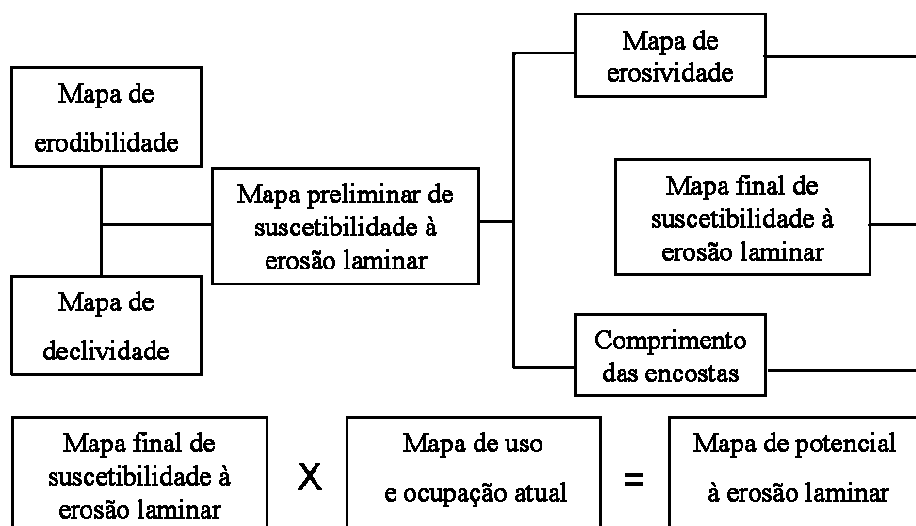


Figura 2.2 - Roteiro metodológico para a obtenção do mapa de potencial atual à erosão laminar (Modificado - Salomão, 2007).

Tabela 2.1 - Critério adotado por IPT (1990) na definição das classes de suscetibilidade à erosão laminar, por meio da relação erodibilidade x declividade (Modificado - Salomão, 2007).

		Declividade (%)			
		I (>20)	II (12 a 20)	III (6 a 12)	IV (0 a 6)
Erodibilidade	I	I	I	II	II
	II	I	II	II	III
	III	II	III	III	IV
	IV	III	IV	IV	V
	V	IV	IV	V	V

Podem ser assim definidas cinco classes de suscetibilidade à erosão laminar:

- Classe I: extremamente suscetível;
- Classe II: muito suscetível;
- Classe III: moderadamente suscetível;
- Classe IV: pouco suscetível; e
- Classe V: pouco a não suscetível.

O mapa de suscetibilidade à erosão laminar reflete as características naturais dos terrenos, em face do desenvolvimento dos processos erosivos. No entanto, a erosão laminar é fortemente condicionada pela ação antrópica, por meio das formas de uso e ocupação do solo. Áreas com

um mesmo nível de suscetibilidade, mas com diferentes ocupações, apresentam variados potenciais ao desenvolvimento da erosão laminar (Salomão, 2007). O potencial à erosão laminar pode assim ser definido como o resultado da interação entre a suscetibilidade dos terrenos em desenvolver erosão e a ocupação atual do solo.

Nesta metodologia, o critério adotado para o agrupamento das classes de uso e ocupação do solo leva em consideração o porte da cobertura vegetal e o tipo de proteção que esta fornece ao solo. Resumidamente, destacam-se, a seguir, as cinco classe de uso e ocupação do solo definidas por Salomão (2007).

- Classe I: cobertura vegetal de baixo e médio porte, com intensa atividade antrópica (culturas anuais, estradas e áreas urbanizadas);
- Classe II: cobertura vegetal de baixo e médio porte, com atividade antrópica moderada (culturas perenes, cana-de-açúcar e pastagem);
- Classe III: cobertura vegetal de baixo a médio porte, com atividade antrópica muito reduzida (pasto sujo e campo cerrado);
- Classe IV: cobertura vegetal de porte alto a médio, com atividade antrópica muito reduzida (reflorestamento, florestas, dentre outros);
- Classe V: espelhos d'água e várzeas, cujo potencial erosivo pode ser considerado nulo.

A determinação das classes de potencial atual à erosão laminar é obtida por meio do cruzamento matricial das classes de suscetibilidade à erosão laminar com as classes de uso e ocupação do solo. O critério utilizado, conforme apresentado na Tabela 2.2, considera as seguintes características para a definição das classes de potencial atual à erosão laminar:

- Classe I: alto potencial (uso atual do solo incompatível com a suscetibilidade à erosão laminar);
- Classe II: médio potencial (uso atual do solo incompatível com a suscetibilidade à erosão laminar, possível de ser controlada com práticas conservacionistas adotadas);
- Classe III: baixo potencial (uso atual do solo compatível com a suscetibilidade à erosão laminar).

Tabela 2.2 - Matriz de definição das classes de potencial atual à erosão laminar (IPT, 1990).

		Classes de ocupação atual das terras				
		I	II	III	IV	V
Classes de suscetibilidade do meio físico à erosão laminar	I	I	I	I	II	-
	II	I	II	II	III	-
	III	II	II	II	III	-
	IV	II	III	III	III	-
	V	III	III	III	III	III

2.8.1.2 Metodologia apresentada por IPT (1990) e Salomão (2007) para a avaliação da erosão linear

Para a erosão linear, além do conhecimento dos fatores naturais, especialmente solo e relevo, é fundamental conhecer o comportamento das águas da chuva e do lençol freático ao longo das vertentes. Isso porque tal comportamento poderá promover o desenvolvimento de sulcos, ravinas e voçorocas (Castro Jr. *et al.*, 2006).

Para a identificação das regiões com suscetibilidade à ocorrência de erosão linear em uma determinada área, IPT (1990) sugere a realização das seguintes atividades:

- a) Identificação das ocorrências de processos erosivos lineares, procurando-se determinar em campo suas causas e posições da vertente, distinguindo-se processos de “reativação de drenagem”, de processos erosivos relacionados a concentrações do escoamento superficial das águas pluviais;
- b) Correlação das ocorrências erosivas lineares com a declividade da vertente e o tipo de solo, tomando-se como base a análise dos mapas de declividade e de solo, e o apoio das observações de campo;
- c) Observações de campo, buscando identificar o comportamento diferenciado da declividade, posição da vertente, e tipo de solo, em relação ao desenvolvimento ou possibilidades de desenvolver ravinas e voçorocas, privilegiando-se o comportamento hidráulico diferenciado das vertentes;

d) Definição de critérios de distinção de classes de suscetibilidade, contemplando diferentes níveis de predisposição do terreno em relação à ocorrência de ravinas e voçorocas, e de sensibilidade à ocupação do solo (Salomão, 2007) para cinco classes de suscetibilidade, conforme exposto a seguir:

- I (Extremamente suscetível a ravinas e voçorocas): áreas onde fenômenos de *piping* desenvolvem-se logo após o desmatamento, independentemente das formas de ocupação, geralmente associados a cabeceiras de drenagens e fundos de vales;
- II (Muito suscetível a ravinas e pouco suscetível a voçorocas): áreas favoráveis a concentração de fluxos d'água, desenvolvendo-se ravinas em função da ocupação do solo, a partir de pequena concentração das águas de escoamento superficial, e fenômenos de *piping* condicionados a interceptação do lençol freático;
- III (Moderadamente suscetível a ravinas e pouco suscetível a voçorocas): áreas não favoráveis a concentração de fluxos d'água, permeáveis, entretanto, com solos não coesivos e profundos, favorável a ravinas, condicionado ao escoamento concentrado das águas pela ocupação, e com possibilidades de transformar em voçorocas quando interceptado o lençol freático;
- IV (Suscetíveis a ravinas e não suscetíveis a voçorocas): áreas favoráveis à concentração das águas de escoamento superficial, entretanto, com solos pouco profundos ou rasos;
- V (Não suscetíveis a ravinas e a voçorocas): áreas de agradação, impossibilitando o escoamento das águas superficiais, e apresentando gradiente d'água subterrâneo muito baixo.

2.8.1.3 Metodologia apresentada por Campagnoli (2002) para a avaliação da erosão linear

Com base no procedimento apresentado por IPT (1990) e Salomão (2007), e considerando que os mecanismos e condicionantes que levam à ocorrência das formas de erosão linear e laminar são diferentes, Campagnoli (2002) desenvolveu uma metodologia para a obtenção de mapas de potencial atual à erosão linear. Essa metodologia, empregada pelo autor para o mapeamento das áreas de produção de sedimentos de todo o território brasileiro, considera

como fatores naturais importantes na definição das classes de suscetibilidade à erosão linear o relevo, os tipos de solo, a pluviosidade e o substrato geológico.

O critério adotado para a classificação das unidades pedológicas se baseia na textura dos solos e na espessura das camadas. Neste caso, os solos rasos são classificados, por essa abordagem, como de baixo potencial à erosão linear pelo fato do substrato rochoso se encontrar próximo à superfície, evitando a evolução do processo erosivo. A classificação das unidades geológicas se baseia na litologia e na estrutura das rochas. Para o agrupamento das classes de declividade e de uso e cobertura do solo, Campagnoli (2002) considera os mesmos critérios adotados por IPT (1990), sendo a classificação realizada em ordem crescente de potencialidade erosiva dos fatores considerados. A Figura 2.3 mostra o roteiro metodológico apresentado por Campagnoli (2002).

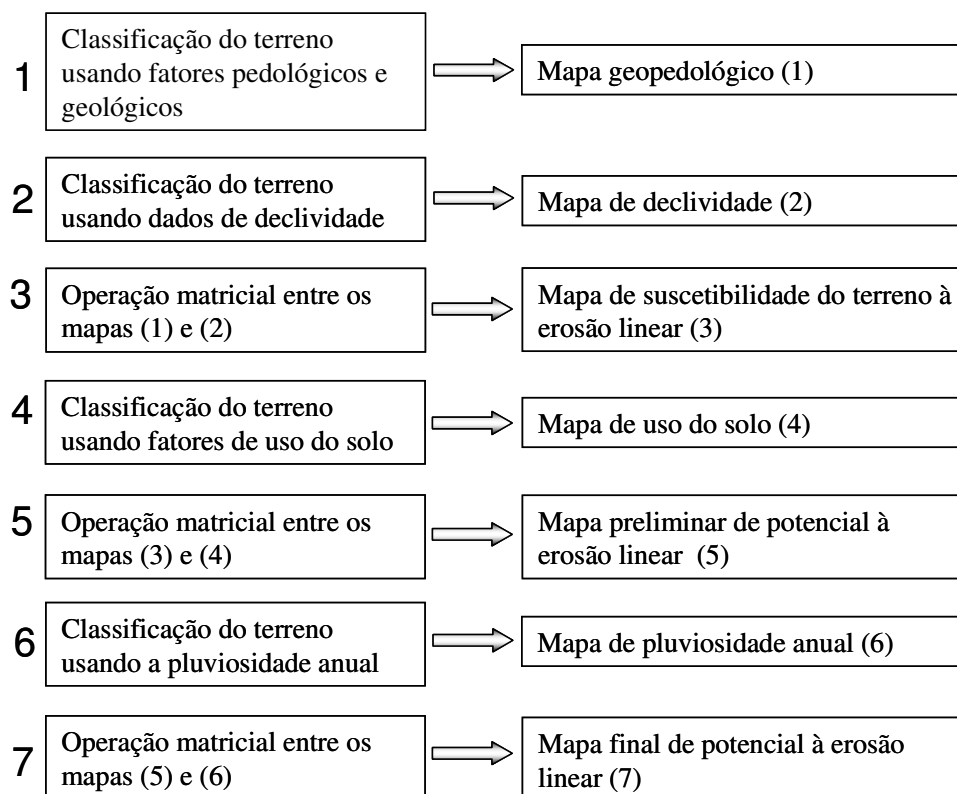


Figura 2.3 - Roteiro metodológico para a obtenção do mapa de potencial atual à erosão linear (Modificado - Campagnoli, 2002).

Por meio de operação matricial entre as classes geológicas e pedológicas de determinada área de estudo é obtido um mapa de unidades geopedológicas, cujas classes estão apresentadas na Tabela 2.3.

O critério adotado na definição das classes de suscetibilidade do meio físico à erosão linear, por meio do cruzamento matricial entre os mapas de classes de unidades geopedológicas e de declividade é apresentado na Tabela 2.4.

Tabela 2.3 - Cruzamento matricial entre as classes geológica e pedológica, utilizando-se o critério adotado por Campagnoli (2002).

		Classes Geológicas				
		I	II	III	IV	V
Classes Pedológicas	I	I	I	I	II	III
	II	I	II	II	II	III
	III	I	II	III	III	III
	IV	II	III	III	IV	IV

Tabela 2.4 - Critério adotado na definição das classes de suscetibilidade à erosão linear (Modificado - Campagnoli, 2002).

		Declividade (%)			
		I (0 a 6)	II (6 a 12)	III (12 a 20)	IV (>20)
Unidades geopedológicas	I	I	II	II	II
	II	I	II	III	III
	III	II	II	III	IV
	IV	III	III	III	IV

O mapa de classes de potencial atual à erosão linear é obtido pela operação entre os mapas de classes de susceptibilidade do meio físico à erosão linear e o de uso e cobertura do solo, seguido pelo cruzamento com o mapa de pluviosidade anual, caso necessário. São então definidas quatro classes de potencialidade de geração de sedimentos por erosão linear: I (baixo potencial); II (médio-baixo potencial); III (médio-alto potencial) e IV (alto potencial), obtidas de acordo com a matriz resultante apresentada na Tabela 2.5.

Tabela 2.5 - Matriz de definição das classes de potencial atual à erosão linear
(Modificado – IPT, 1990).

		Classes de uso e cobertura do solo				
		I	II	III	IV	V
Classes de suscetibilidade do meio físico à erosão linear	I	I	I	II	II	II
	II	I	II	II	III	III
	III	II	II	III	III	IV
	IV	III	III	III	IV	IV

2.8.2 AVALIAÇÕES QUANTITATIVAS DE PREVISÃO DE EROSÃO

Os estudos qualitativos relacionados à erosão são válidos para um zoneamento inicial de áreas suscetíveis a esse fenômeno. Entretanto, a não quantificação das perdas de solo impossibilita uma análise mais aprofundada sobre o grau de degradação por erosão e o seu controle. Além disso, análises puramente qualitativas não permitem comparações de diferentes cenários de planejamento conservacionista, nem fornecem dados para estudos de sedimentação. Dessa forma, evidencia-se a necessidade de se utilizar ferramentas que levem à quantificação da erosão, o que pode ser obtido por meio de alguns modelos preditivos (Chaves *et al.*, 1996).

Os modelos quantitativos de previsão de erosão consistem na utilização de equações matemáticas que calculam valores para variáveis integrantes dos processos erosivos, usando atributos de entrada tais como o clima, o solo, a topografia, o uso do solo, entre outros. Alguns modelos de previsão de erosão calculam estimativas de perda de solo, deposição e produção de sedimentos.

Atualmente existe uma grande variedade de aproximações filosóficas e técnicas para o modelamento quantitativo da evolução da paisagem e da erosão do solo. Essas aproximações podem variar desde *modelos empíricos*, desenvolvidos com base somente em regras comportamentais derivadas de observações de campo ou experimentos de laboratório, a *modelos baseados nos processos*, que são aqueles desenvolvidos com base nas leis da física. Alguns desses modelos são discutidos a seguir.

2.8.2.1 Equação Universal de Perda de Solo (EUPS)

A Equação Universal de Perda de Solo - EUPS, apresentada por Wischmeier & Smith (1978), é o modelo empírico mais utilizado mundialmente na investigação de erosão do solo. Ela foi desenvolvida como uma ferramenta para o planejamento de conservação do solo e exprime a ação dos principais fatores que influenciam a erosão hídrica, sendo expressa em função de seis variáveis ambientais e de manejo. A perda de solo anual média (A), em t/ha.ano, é dada pela seguinte equação:

$$A = R \times K \times L \times S \times C \times P \quad (2.4)$$

Sendo:

R - fator de erosividade da chuva, em (MJ.mm)/(ha.h.ano);

K - fator de erodibilidade do solo, em (t.h)/(MJ.mm);

L - fator de comprimento de rampa, adimensional;

S - fator de declividade, adimensional;

C - fator de uso e manejo do solo, adimensional;

P - fator de prática conservacionista, adimensional.

Fator de erosividade da chuva (*R*)

Como mencionado anteriormente, a erosividade expressa o potencial da água da chuva para desagregar o solo e transportá-lo por meio do escoamento superficial subsequente. Esse potencial da água da chuva é função de sua energia, que depende tanto do tamanho das gotas como da intensidade da precipitação (Lal & Elliot, 1994).

Dentre os métodos existentes para determinar a erosividade da chuva destaca-se o índice EI_{30} de Wischmeier & Smith (1978). Quando os outros fatores que provocam a perda de solo por erosão são mantidos constantes, a erosividade é proporcional ao produto da energia cinética total das gotas de chuva pela sua intensidade máxima em trinta minutos, como apresentado na equação abaixo:

$$EI_{30} = E \times I_{30} \quad (2.5)$$

Sendo:

E - Energia cinética por mm de chuva, em MJ/(ha.mm);

I_{30} - Intensidade máxima da chuva em 30 minutos, determinada em pluviograma, em mm/h.

A energia cinética da chuva é calculada pela seguinte equação:

$$E = 0,119 + 0,0873 \times \log I \quad (2.6)$$

Sendo:

I - Intensidade da chuva, em mm/h.

Adicionando os valores do índice EI_{30} para todas as chuvas individuais erosivas que ocorrem em cada mês do ano, tem-se o EI_{30} mensal, cuja soma caracteriza o EI_{30} anual. A média anual desse índice, em (MJ.mm)/(ha.h.ano), determinada na mais longa e contínua série histórica de dados pluviográficos disponível, representa o fator R do local em estudo.

A determinação do fator R de Wischmeier & Smith (1978) exige muito trabalho e tempo e, mesmo com o auxílio da informática, não dispensa a prévia leitura dos registros dos pluviógrafos, a separação e a anotação manual das chuvas individuais, de suas lâminas (mm) e durações (minutos), que são dados indispensáveis ao cálculo do índice EI_{30} de todas as chuvas individuais ocorridas nessas longas séries de dados (Silva & Dias, 2003).

Por outro lado, não existem pluviógrafos em muitas localidades brasileiras ou, quando disponíveis, nem sempre os registros são contínuos para longos períodos de observações. Considerando esses obstáculos, vários pesquisadores vêm utilizando correlações entre a erosividade, determinada em registros pluviográficos, com simples dados de pluviometria mensais e anuais de ampla disponibilidade em praticamente todos os municípios do País para agilizar a obtenção do fator R .

Partindo dessa premissa é que autores como Bertoni & Lombardi Neto (1985), Oliveira Jr. & Medina (1990), Morais *et al.* (1991), Lombardi Neto & Moldenhauer (1992), Rufino *et al.* (1993) e Marques *et al.* (1998) buscaram o estabelecimento de correlações entre o índice de erosividade (EI_{30}) e características das chuvas de mais fácil mensuração e que não requeiram registros de sua intensidade.

Bertoni & Lombardi Neto (1985), numa tentativa de simplificar o método para o cálculo de R , propuseram a Equação 2.7, com base na correlação entre o índice de erosividade EI_{30} médio mensal, calculado a partir de registros pluviográficos, e os valores de precipitação mensais e anuais, encontrando um coeficiente de correlação de 0,99. Essa equação tem sido a mais utilizada no Brasil nos últimos anos.

$$EI_{30} = 67,355 \times \left(\frac{p^2}{P} \right)^{0,85} \quad (2.7)$$

Sendo:

EI_{30} - índice de erosividade (média mensal), em (MJ.mm)/(ha.h);

p - média do total mensal de precipitação, em mm;

P - média do total anual de precipitação, em mm.

Oliveira Jr. & Medina (1990) apresentaram a Equação 2.8 para a determinação da erosividade da chuva na cidade de Manaus, AM:

$$EI_{30} = 3,76 \times \left(\frac{p^2}{P} \right) + 42,77 \quad (2.8)$$

Morais *et al.* (1991) apresentaram a Equação 2.9 para a determinação da erosividade da chuva na região sudoeste do estado de Mato Grosso:

$$EI_{30} = 36,849 \times \left(\frac{p^2}{P} \right)^{1,0852} \quad (2.9)$$

Lombardi Neto & Moldenhauer (1992) apresentaram a Equação 2.10 para a determinação da erosividade da chuva na cidade de Campinas, SP:

$$EI_{30} = 68,73 \times \left(\frac{p^2}{P} \right)^{0,841} \quad (2.10)$$

Ruffino *et al.* (1993) apresentaram a Equação 2.11 para a determinação da erosividade da chuva no estado do Paraná:

$$EI_{30} = 19,55 + (4,20 \times p) \quad (2.11)$$

Marques *et al.* (1998) apresentaram a Equação 2.12 para a determinação da erosividade da chuva na região de Sete Lagoas, MG:

$$EI_{30} = 13,37 + 0,39p + 0,04p^2 - 7,92 \times 10^{-5} p^3 \quad (2.12)$$

Mello *et al.* (2007) mapearam a erosividade média anual no Estado de Minas Gerais, a partir da análise de séries históricas de precipitação diária de 248 estações climatológicas, utilizando diferentes equações para a estimativa da erosividade. Para a região do Alto São Francisco, que apresenta clima do tipo Cwa/Aw, eles usaram a Equação 2.12, desenvolvida por Marques *et al.* (1998). Os autores verificaram que o Estado pode ser dividido em três zonas de erosividade, de acordo com a Tabela 2.6, com valores anuais variando de 5.000 a 12.000 MJ.mm/ha.h.ano: erosividade média-alta, nas regiões central, nordeste e parte da Zona da Mata; alta, no Triângulo Mineiro (extremo da região), e parte do nordeste e sul do Estado; e muito alta, na maior parte do Triângulo Mineiro, Alto Paranaíba e regiões noroeste e leste. A Figura 2.4 apresenta o mapa obtido por Mello *et al.* (2007).

De acordo com Moreti *et al.* (2003), o valor da erosividade de um dado ano da série histórica pluviométrica pode ser obtido pelo somatório dos índices de erosividade mensal daquele ano. Esses índices podem ser calculados por meio da seguinte relação:

$$ei = \frac{(Pm \times IE)}{PA} \quad (2.13)$$

Sendo:

ei - índice de erosividade EI_{30} de um mês i contido num ano j da série de dados;

Pm - total precipitado num mês i contido num ano j da série de dados;

IE - valor do índice de erosividade EI_{30} médio mensal, no qual o mês i está contido na série de dados;

PA - valor da precipitação média mensal no qual o mês i está contido na série de dados.

Tabela 2.6 - Classes do índice de erosividade da chuva (Carvalho, 2008).

Erosividade (MJ.mm/ha.h.ano)	Classe de erosividade
$R \leq 2452$	Baixa
$2452 < R \leq 4905$	Média
$4905 < R \leq 7357$	Média-alta
$7357 < R \leq 9810$	Alta
$R > 9810$	Muito alta

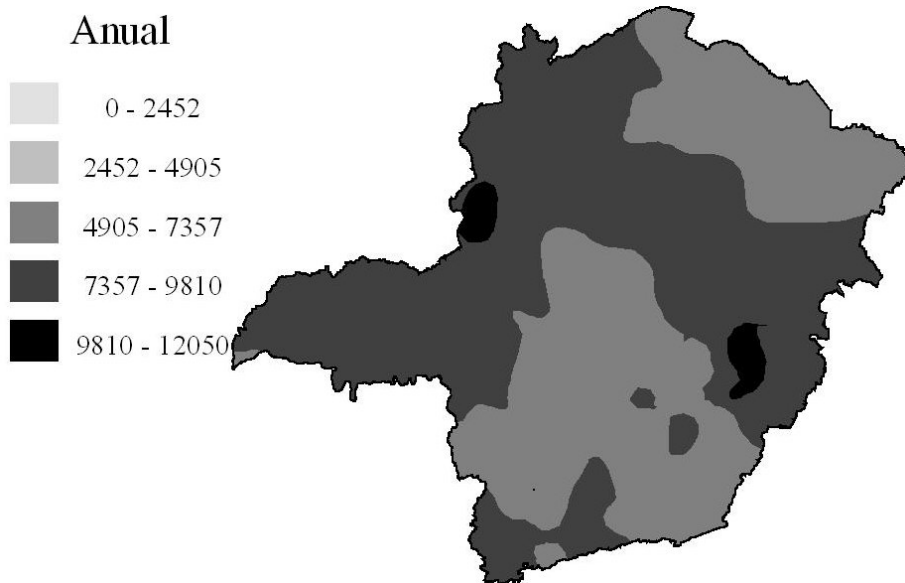


Figura 2.4 - Mapa de erosividade anual (MJ.mm/ha.h.ano) do Estado de Minas Gerais (Mello *et al.*, 2007).

Fator de erodibilidade do solo (K)

Existem três maneiras de se determinar a erodibilidade do solo. A primeira envolve a determinação em condições de campo, sob chuva natural, a qual é onerosa e muito demorada. O segundo método é semelhante ao primeiro, porém, baseia-se na quantificação do fator de erodibilidade em razão das perdas de solo e do fator de erosividade, sob condições de chuva simulada. O terceiro método, conhecido como método indireto, baseia-se em regressões múltiplas que contenham como variáveis independentes, atributos do solo (físicos, químicos e mineralógicos) correlacionados com o fator K obtido pelos dois métodos anteriores, tidos como padrões.

As principais vantagens da utilização de métodos indiretos são: a rapidez na determinação da erodibilidade dos solos, em comparação com métodos diretos convencionais; e a possibilidade de sua estimativa por meio de parâmetros obtidos por análises laboratoriais de fácil execução.

A erodibilidade é o fator que tem despertado maior interesse na pesquisa de erosão pelo fato de ser inerente ao solo e, portanto, variar significativamente entre os diferentes tipos de solo. Na literatura há diversos trabalhos visando à determinação do fator K para diferentes tipos de solos, por meio da comparação entre os métodos diretos e indiretos (Wischmeier *et al.* 1971; Martins Filho & Silva, 1985; Denardin, 1990; Lima, 1991 e Silva *et al.*, 1994).

Um método indireto consagrado internacionalmente de determinação do fator K é o proposto por Wischmeier *et al.* (1971), apresentado na Equação 2.14, com base nos parâmetros de textura, estrutura, classes de permeabilidade e na porcentagem de matéria orgânica. De acordo com esses autores, a erodibilidade tende a aumentar com o aumento do teor de silte.

$$K_1 = \frac{0,1317}{100} \left[2,1 \times 10^{-4} \cdot (12 - MO) \cdot ((Sil_1 + AMF_1) \cdot (100 - Arg_1))^{1,14} + 3,25 \cdot (EST - 2) + 2,5 \cdot (PER - 3) \right] \quad (2.14)$$

Sendo:

K_1 - erodibilidade do solo estimada pela equação de Wischmeier *et al.* (1971), em t.h/MJ.mm;

MO - teor de matéria orgânica (em %);

Sil₁ - teor de silte (em %), obtido com dispersante químico;

AMF₁ - teor de areia muito fina (em %), obtido com dispersante químico;

Arg₁ - teor de argila (em %), obtido com dispersante químico;

EST - parâmetro que descreve a estrutura do solo;

PER - parâmetro que descreve a permeabilidade do solo.

No Brasil, o método de Wischmeier *et al.* (1971) foi avaliado em diferentes regiões; Henklain & Freire (1983) estudaram o fator K de latossolos do estado do Paraná; Silva *et al.* (1986) determinaram o fator K para seis solos do semi-árido paraibano; Martins Filho & Silva (1985) determinaram o fator K para solos do Ceará; e Lima (1991) trabalhou com dois latossolos do município de Lavras, MG.

Alguns pesquisadores observaram a inadequação do método de Wischmeier *et al.* (1971) para latossolos. Segundo Lima *et al.* (1990), os índices de erodibilidade calculados com base nos

resultados de análise granulométrica obtidos com dispersante químico geralmente superestimam a resistência dos latossolos à erosão. Eles propuseram uma modificação desse método que consiste na utilização dos parâmetros granulométricos determinados por dispersão em água para obter o índice de erodibilidade (Equação 2.15). Isso foi feito para tentar adequar o método aos latossolos da região de Lavras, MG, considerando que quando a dispersão do solo é feita somente com água, os agregados, de elevada estabilidade nesses solos, podem permanecer no tamanho das partículas de silte e areia muito fina.

$$K_2 = \frac{0,1317}{100} \left[2,1 \times 10^{-4} \cdot (12 - MO) \cdot ((Sil_2 + AMF_2) \cdot (100 - Arg_2))^{1,14} + 3,25 \cdot (EST - 2) + 2,5 \cdot (PER - 3) \right] \quad (2.15)$$

Sendo:

K_2 - erodibilidade do solo estimada pela equação de Lima *et al.* (1990), em t.h/MJ.mm;

MO - teor de matéria orgânica (em %);

Sil₂ - teor de silte (em %), obtido por dispersão em água;

AMF₂ - teor de areia muito fina (em %), obtido por dispersão em água;

Arg₂ - teor de argila (em %), obtido por dispersão em água;

EST - parâmetro que descreve a estrutura do solo;

PER - parâmetro que descreve a permeabilidade do solo.

Em 1990, Denardin estimou o fator K de 31 solos brasileiros por meio de parâmetros físicos e químicos, concluindo que a permeabilidade, a percentagem de matéria orgânica, os teores de óxido de alumínio e a fração areia compreendida entre 2,0 e 0,5mm foram as variáveis mais significativas na estimativa do fator K . A Equação 2.16 apresenta a estimativa de Denardin (1990).

$$K_3 = 0,006084(PER) + 0,00834286(MO) - 0,00116162(AL) - 0,00037756(PART) \quad (2.16)$$

Sendo:

K_3 - erodibilidade do solo estimada pela equação de Denardin (1990), em t.h/MJ.mm;

PER - parâmetro que descreve a permeabilidade do solo;

MO - teor de matéria orgânica (em %);

AL - teor de Al₂O₃, extraído por ataque sulfúrico (em %);

PART - teor de partículas com diâmetro entre 0,5 e 2,0mm (em %).

Segundo Roloff & Denardin (1994), a Equação 2.16 necessitou ser retrabalhada para que melhor estimasse a erodibilidade dos solos do Estado do Paraná. Utilizando dados de 21 solos desse Estado, geraram quatro novas equações que permitiram a determinação dos valores de K para o Paraná.

$$K_4 = 0,0049.(PER) + 0,0331.((Sil_1).(Sil_1 + AMF_1))^{0,5} \quad (2.17)$$

Sendo:

K_4 - erodibilidade do solo estimada pela equação de Roloff & Denardim (1994) – Método 1, em t.h/MJ.mm;

PER - parâmetro que descreve a permeabilidade do solo;

Sil_1 - teor de silte (em %), obtido com dispersante químico;

AMF_1 - teor de areia muito fina (em %), obtido com dispersante químico.

$$K_5 = 0,1038.((Sil_1).(Sil_1 + AMF_1))^{0,5} - 0,0454Al \quad (2.18)$$

Sendo:

K_5 - erodibilidade do solo estimada pela equação de Roloff & Denardim (1994) – Método 2, em t.h/MJ.mm;

Al - teor de Al_2O_3 , extraído pelo ataque sulfúrico, em g/g.

$$K_6 = 0,0917.((Sil_1).(Sil_1 + AMF_1))^{0,5} - 0,0526.Fe + 0,0176.AF \quad (2.19)$$

Sendo:

K_6 - erodibilidade do solo estimada pela equação de Roloff & Denardim (1994) – Método 3, em t.h/MJ.mm;

Fe - teor de Fe_2O_3 (em g/g), extraído pelo ataque sulfúrico;

AF - teor de areia fina (em %), obtido com dispersante químico.

$$K_7 = 0,0437.((Sil_1).(Sil_1 + AMF_1))^{0,5} + 0,0350.Fe - 0,0111.\left(\frac{Al}{Arg_1}\right) \quad (2.20)$$

Sendo:

K_7 - erodibilidade do solo estimada pela equação de Roloff & Denardim (1994) – Método 4, em t.h/MJ.mm;

Os parâmetros que descrevem a estrutura e permeabilidade dos solos estão apresentados nas tabelas 2.7 e 2.8, respectivamente.

Tabela 2.7 - Classificação da estrutura do solo (Wischmeier & Smith, 1978).

Estrutura	Classificação
Granular muito fina	1
Granular fina	2
Granular média ou grande	3
Bloco ou maciço	4

Tabela 2.8 - Classificação do coeficiente de permeabilidade dos solos (Haan *et al.*, 2002).

Textura	Permeabilidade (cm/s)	Classificação
Areia	$> 1,7 \times 10^{-3}$	1 – Muito alta
Areia argilosa	$5,6 \times 10^{-4}$ a $1,7 \times 10^{-3}$	2 – Alta
Silte	$1,4 \times 10^{-4}$ a $5,6 \times 10^{-4}$	3 – Moderada
Argila arenosa	$5,6 \times 10^{-5}$ a $1,4 \times 10^{-4}$	4 - Baixa a moderada
Argila siltosa e argila arenosa	$2,8 \times 10^{-5}$ a $5,6 \times 10^{-5}$	5 – Baixa
Argila siltosa e argila	$< 2,8 \times 10^{-5}$	6 - Muito baixa

Além do método de Wischmeier *et al.* (1971), um outro método conhecido internacionalmente e considerado um dos mais simples de estimativa do fator K é o proposto por Bouyoucos (1935), citado por Bertoni & Lombardi Neto (1985), e apresentado na Equação 2.21. Este método considera somente parâmetros físicos do solo (teores de areia, silte e argila) e é muito utilizado, como uma primeira aproximação, nos casos em que não se tem disponibilidade de dados de química e mineralogia do solo em estudo.

$$K_g = ((Areia + Sil)/(Arg))/100 \quad (2.21)$$

Sendo:

K_g - erodibilidade do solo estimada pela equação de Bouyoucos (em t.h/MJ.mm);

Areia - teor de areia, em %;

Sil - teor de silte, em %;

Arg - teor de argila, em %.

Mannigel *et al.* (2002) estudaram os solos do Estado de São Paulo e observaram que para solos extremamente arenosos ou argilosos, a equação de Bouyoucos apresenta valores de erodibilidade muito altos ou muito baixos, respectivamente, mostrando que esta equação não é muito precisa para a determinação da erodibilidade de solos com textura extrema.

Para o Brasil, Mannigel *et al.* (2002) classificaram os valores do fator de erodibilidade do solo (K), com base na classificação feita por Foster *et al.* (1981), de acordo com o apresentado na Tabela 2.9.

Tabela 2.9 - Classes de erodibilidade do solo (Mannigel *et al.*, 2002).

Erodibilidade (t.h/MJ.mm)	Classe de erodibilidade
$K < 0,009$	Muito baixa
$0,009 < K \leq 0,015$	Baixa
$0,015 < K \leq 0,030$	Média
$0,030 < K \leq 0,045$	Alta
$0,045 < K \leq 0,060$	Muito alta
$K > 0,060$	Extremamente alta

Fator de comprimento de rampa (L)

Dentre as variáveis utilizadas na EUPS, a mais difícil de ser estimada, principalmente para trabalhos em pequenas escalas, é o comprimento de rampa (L). Uma das equações mais conhecidas mundialmente para o cálculo deste fator é a proposta por Wischmeier & Smith (1978), apresentada na Equação 2.22, que leva em consideração o comprimento da vertente e um coeficiente que depende da declividade do terreno.

$$L = \left(\frac{l}{22,1} \right)^m \quad (2.22)$$

Sendo:

l – comprimento da vertente, em m;

m - coeficiente que assume os valores: 0,5, se $s \geq 5\%$ (s é a declividade); 0,4, se $3\% \leq s < 5\%$; 0,3, se $1\% \leq s < 3\%$; e 0,2, se $s < 1\%$.

No entanto, a medida do fator de comprimento de rampa para grandes áreas ainda se apresenta como um grande desafio, principalmente pela dificuldade de obtenção dos comprimentos das vertentes, que exige a interpretação de material cartográfico (mapas topográficos, produtos de sensoriamento remoto, etc.), demandando muito tempo.

Atualmente, várias metodologias vêm sendo propostas visando automatizar e facilitar o processo de obtenção do fator de comprimento de rampa. Um conceito que trouxe uma nova abordagem para a estimativa desse fator é o de área de contribuição, obtida a partir do Modelo Digital de Terreno (MDT). Em decorrência das limitações existentes na concepção original do comprimento de rampa, Moore & Bruch (1986) propuseram uma adequação da variável área de contribuição, a qual permite determinar, com maior precisão, os processos erosivos advindos do fluxo laminar sobre declives.

Posteriormente, Desmet & Govers (1996) propuseram um algoritmo alternativo (Equação 2.23) para calcular o fator L , usando o conceito da unidade de contribuição da área e de fluxo acumulado. De acordo com a resolução do Modelo Digital de Terreno (MDT), a área é então segmentada. Cada célula tem uma determinada declividade, uma direção de fluxo, e a quantidade de fluxo que nela se acumulou. Os autores mostraram que o algoritmo pode aumentar a aplicabilidade da EUPS, incorporando o procedimento proposto em um ambiente SIG, o qual permite calcular os valores de L em uma unidade base do terreno, e concluíram que o algoritmo, utilizando procedimentos automáticos, produz resultados similares ao método tradicional (manual) em termos de mapeamento de risco de erosão.

$$L_{i,j} = \frac{\left[(A_{i,j-in} + D^2)^{m+1} - (A_{i,j-in})^{m+1} \right]}{\left[D^{m+2} \cdot x_{i,j}^m \cdot (22,13)^m \right]} \quad (2.23)$$

Sendo:

$L_{i,j}$ - fator de comprimento de rampa de uma célula com coordenadas (i, j);

$A_{i,j-in}$ - área de contribuição de uma célula com coordenadas (i, j), em m^2 ;

D - tamanho da célula na grade, em m;

$x_{i,j}$ - valor da direção do fluxo, igual a 1 ou $\sqrt{2}$; e

m - coeficiente que assume os valores: 0,5, se $d \geq 5\%$ (d é o grau de declividade); 0,4, se $3\% \leq d < 5\%$; 0,3, se $1\% \leq d < 3\%$; e 0,2, se $d < 1\%$.

Fator de declividade

O fator declividade (S) é considerado como a relação de perdas de solo entre um declive qualquer e um declive de 9% para o mesmo solo e comprimento de rampa; caracterizado como o índice da inclinação do terreno e é calculado em função da declividade média da vertente. A equação mais utilizada mundialmente ainda tem sido a proposta por Wischmeier & Smith (1978), apresentada na Equação 2.24.

$$S = 0,00654 .s^2 + 0,0456 .s + 0,065 \quad (2.24)$$

Sendo:

S - fator de declividade, adimensional; e

s - declividade média da vertente, em %.

No Brasil, Bertoni & Lombardi Neto (1985) propuseram uma equação para o cálculo do fator topográfico, em que estão associados os fatores de comprimento de rampa e de declividade (Equação 2.25).

$$LS = 0,00984 \times l^{0,63} \times s^{1,18} \quad (2.25)$$

Sendo:

l – comprimento da vertente, em m; e

s - declividade média da vertente, em %.

Fatores de uso e manejo do solo e de práticas conservacionistas

O fator uso e manejo (C) é dado pela relação entre as perdas de solo de um terreno cultivado em dadas condições e as perdas correspondentes de um terreno mantido continuamente descoberto, enquanto o fator práticas conservacionistas (P) é dado pela relação entre as perdas de solo de um terreno cultivado com determinada prática e as perdas quando se planta morro abaixo. O fator P só é aplicado em áreas cuja cobertura seja formada por cultivos. Em outras

palavras, esse fator é um ponderador do fator C em situações especiais de uso e manejo do solo.

Vários pesquisadores têm proposto valores de C para diferentes tipos de cobertura e manejo do solo. No Brasil, destacam-se os trabalhos apresentados por Bertoni & Lombardi Neto (1985) e Stein *et al.* (1987). A Tabela 2.10 apresenta valores de CP, propostos por esses autores, para alguns tipos de uso e cobertura do solo.

Tabela 2.10 - Valores de fator CP propostos por Bertoni & Lombardi Neto (1985) e Stein *et al.* (1987).

Tipo de Uso	Fator CP	
	Bertoni & Lombardi Neto (1985)	Stein <i>et al.</i> (1987)
Áreas queimadas	-	0,01
Campo	0,01	0,01
Cerradão	-	0,00004
Cerrado	0,001	0,0007
Cultura irrigada	0,14	0,12
Cultura annual	-	0,20
Cultura permanente	0,01	0,02
Mata de galeria	0,001	0,0007
Pastagem	0,01	0,01
Reflorestamento	0,003	0,0001
Represas e cursos d'água	0,0	0,0
Solo exposto	1,0	1,0

2.8.2.2 Modificação da Equação Universal de Perda de Solo - MEUPS

Como o próprio nome já sugere, a MEUPS é uma variação da Equação Universal de Perda de Solo. A principal diferença entre esses dois modelos está na substituição do fator erosividade da chuva pela estimativa direta do escoamento superficial e da taxa de escoamento de pico. Assim, o modelo prevê o aporte de sedimentos, oriundo de pequenas e médias bacias hidrográficas, em determinado exutório (Williams, 1982). A MEUPS tem a grande vantagem de ser aplicável a eventos isolados de precipitação, o que torna suas previsões mais precisas.

De acordo com Williams (1982), a MEUPS é descrita como:

$$Y = 89,6 \times (Q \times q_p)^{0,56} \times K \times L \times S \times C \times P \quad (2.26)$$

Sendo:

Y - o aporte de sedimentos em um determinado exutório da bacia, após um evento de precipitação, em t;

Q - o volume de escoamento superficial total, em m^3 ;

q_p - a vazão de pico do hidrograma resultante, em m^3/s ;

K - fator de erodibilidade do solo, em t.h/Mj.mm;

L - fator de comprimento de rampa, adimensional;

S - fator de declividade, adimensional;

C - fator de uso e manejo do solo, adimensional;

P - fator de prática conservacionista, adimensional.

A precipitação efetiva (que gera escoamento superficial) pode ser calculada por meio do método da abstração da USDA-SCS, apresentado por Tucci (2001):

$$ER = \frac{(I_p - 0,2 \times S_a)^2}{(I_p + 0,8 \times S_a)} \quad (2.27)$$

Sendo:

ER - precipitação efetiva, em mm;

I_p - volume de precipitação, em mm;

S_a - a diferença potencial máxima entre a precipitação e o escoamento, a partir do início da precipitação.

O parâmetro S_a pode ser estimado empiricamente como:

$$S_a = \left(\frac{25400}{CN} \right) - 254 \quad (2.28)$$

Sendo CN uma Curva-Número entre 0 e 100 (quanto maior for o número, maior será o escoamento superficial). Essa curva é estimada de acordo com padrões de manejo, permeabilidade e umidade do solo. O fator CN foi estabelecido por Tucci (2001) para diferentes tipos e cobertura de solo (Tabela 2.11). Os tipos de solo e sua correspondente classe hidrológica estão apresentados na Tabela 2.12.

Tabela 2.11 - Valores do parâmetro CN para bacias rurais (Tucci, 2001).

Uso do solo	Superfície	A	B	C	D
Solo lavrado	Com sulcos retilíneos	77	86	91	94
	Em fileiras retas	70	80	87	90
Plantações regulares	Em curva de nível	67	77	83	87
	Terraceado em nível	64	76	84	88
	Em fileiras retas	64	76	84	88
Plantações de cereais	Em curva de nível	62	74	82	85
	Terraceado em nível	60	71	79	82
	Em fileiras retas	62	75	83	87
Plantações de legumes e cultivados	Em curva de nível	60	72	81	84
	Terraceado em nível	57	70	78	89
	Pobres	68	79	86	89
	Normais	49	69	79	94
Pastagens	Boas	39	61	74	80
	Pobres, em curvas de nível	47	67	81	88
	Normais, em curvas de nível	25	59	75	83
	Boas, em curvas de nível	6	35	70	79
Campos permanentes	Normais	30	58	71	78
	Esparsas, de baixa transpiração	45	66	77	83
	Normais	36	60	73	79
	Densas, de alta transpiração	25	55	70	77
Estradas de terra	Más	72	82	87	89
	De superfície dura	74	84	90	92
Florestas	Muito esparsas, de baixa transpiração	56	75	86	91
	Esparsas	46	68	78	84
	Densas, de alta transpiração	26	52	62	69
	Normais	36	60	70	76

Tabela 2.12 - Tipos de solo e sua correspondente classe hidrológica (Tucci, 2001).

Tipo de solo	Classe hidrológica de solo
Solos que produzem baixo escoamento superficial e alta infiltração. Solos arenosos profundos com pouco silte e argila.	A
Solos menos permeáveis. Solos arenosos menos profundos do que os do tipo A e com permeabilidade superior à média.	B
Solos que geram escoamento superficial acima da média e com capacidade de infiltração abaixo da média, contendo percentagem considerável de argila, e pouco profundos.	C
Solos pouco profundos contendo argilas expansivas com muito baixa capacidade de infiltração, gerando a maior proporção de escoamento superficial.	D

O parâmetro vazão de pico (q_p) pode ser estimado por meio do método do hidrograma unitário triangular hipotético (Tucci, 2001), apresentado na Equação 2.29, ou pela observação de hidrogramas bem definidos, obtidos a partir de dados diários de precipitação e de vazão.

$$q_p = 0,0021 \times ER \times \frac{A_b}{T_p} \quad (2.29)$$

Sendo:

ER - precipitação efetiva, em mm;

A - área da bacia hidrográfica, em ha;

T_p - tempo de pico do hidrograma, em hora.

De acordo com Schwab *et al.* (1981), o tempo de pico (T_p), definido como o intervalo entre o centro de massa da precipitação e o tempo da vazão máxima, pode ser estimado pela seguinte equação:

$$T_p = \frac{D}{2} + \frac{\left(\frac{L}{3,28}\right)^{0,8} \times (S_a + 1)^{0,7}}{1900 \times \sqrt{s}} \quad (2.30)$$

Sendo:

D - duração da precipitação excedente, em hora;

L - comprimento medido ao longo do talvegue da bacia, em m;

S_a - parâmetro de diferença do potencial máximo estimado pelo método da abstração;

s - declividade média do talvegue, em %.

Como no Brasil poucas estações pluviométricas apresentam dados de duração de precipitação obtidos de pluviógrafos, Araújo Jr. (1997) propõe a utilização da seguinte equação para o cálculo da duração da chuva para se obter o hidrograma unitário.

$$D = 0,133 \times t_c \quad (2.31)$$

Sendo:

t_c - tempo de concentração da bacia, em horas;

O tempo de concentração da bacia pode ser calculado pela Fórmula de Kirpich.

$$t_c = 57 \times \left(\frac{L^3}{H} \right)^{0,385} \quad (2.32)$$

Sendo:

L - o comprimento do canal principal, em km; e

H - a diferença de elevação entre o ponto mais remoto da bacia e a seção principal.

Chaves (1991) realizou uma análise global da sensibilidade dos parâmetros da MEUPS. Combinou aleatoriamente diferentes níveis dos parâmetros que compõem o modelo, calculando a sensibilidade relativa para cada situação. Concluiu que o modelo é altamente sensível aos parâmetros hidrológicos, medianamente sensível aos parâmetros de manejo/erodibilidade e pouco sensível aos parâmetros topográficos.

Vários pesquisadores têm utilizado a MEUPS para a previsão do aporte de sedimentos no exutório de bacias hidrográficas localizadas sob diferentes condições físicas e climáticas. Pode-se citar Cavalieri (1996), Araújo Jr. (1997), Strauss *et al.* (2000), Kinnell (2001), Erskine *et al.* (2002) e Mishra *et al.* (2006).

2.8.2.3 Modelo Morgan-Morgan-Finney (MMF) e sua versão revisada

A primeira versão do modelo Morgan-Morgan-Finney - MMF foi apresentada por Morgan *et al.* (1984) para a previsão de perda de solo anual em áreas localizadas em encostas. Na concepção do modelo MMF foram utilizados os conceitos propostos por Meyer & Wischmeier (1969) e Kirkby (1976) para prover uma base física mais forte do que a apresentada na Equação Universal de Perda de Solo – EUPS (Wischmeier & Smith, 1978). O modelo foi desenvolvido com a intenção de conservar a simplicidade da EUPS, mas incorporando os avanços da ciência da erosão alcançados durante os anos 70 e 80.

Mais tarde, Morgan (2001) apresentou uma versão revisada do modelo original em que foram realizadas mudanças na forma em que o destacamento das partículas de solo pelo impacto da

chuva é simulado, passando a considerar a altura da cobertura vegetal e a drenagem da água pelas folhas. Foi também adicionado no modelo um componente para o destacamento de partículas de solo pelo escoamento.

Como na versão anterior, a versão mais recente do modelo MMF é estruturada em duas fases: uma fase água e uma fase sedimento. As taxas de erosão são consideradas como o menor valor entre as taxas calculadas de destacamento e de capacidade de transporte do solo.

A seguir são apresentados os principais componentes do modelo.

- Energia cinética da chuva e destacamento das partículas de solo pelo impacto da chuva

A energia cinética da chuva (KE , J/m^2) é dada como uma função da precipitação efetiva (ER , mm), que é a fração de precipitação que não é interceptada pela cobertura vegetal. A precipitação efetiva é dividida em precipitação direta (DT), que é aquela que alcança o solo diretamente, sem obstáculos; e precipitação drenada pelas folhas (LD), que é aquela que alcança a superfície após ter escoado pelas folhas. Tal divisão ocorre em função da cobertura do dossel da vegetação da área que está sendo estudada (CC). A energia cinética total da chuva (KE , J/m^2) é dada pela soma da energia cinética da precipitação direta DT (KE_{DT}), que é função da intensidade da chuva (I , mm/h), e da energia cinética de escoamento pelas folhas (KE_{LD}), que é função da altura da vegetação (PH , m) (Vigiak *et al.*, 2006).

$$DT=ER-LD \quad (2.33)$$

$$KE_{DT} = DT(11,9+8,7.\log I) \quad (2.34)$$

$$LD=ER\times CC \quad (2.35)$$

$$KE_{LD} = (15,8\times PH^{0,5})-5,87 \quad (2.36)$$

$$KE=KE_{DT} + KE_{LD} \quad (2.37)$$

A energia cinética total determina a taxa de destacamento do solo pelo impacto da chuva (F , em kg/m^2) e é definida como:

$$F=K\times KE\times 10^{-5} \quad (2.38)$$

Onde K é a erodibilidade do solo, em g/J .

- Estimativa do escoamento

O procedimento para a estimativa do escoamento anual (Q , mm) se baseia no método proposto por Kirkby (1976), o qual assume que o escoamento ocorre quando a precipitação diária excede a capacidade de armazenamento de umidade do solo (R_c , mm) e que os valores de precipitação diária se aproximam de uma distribuição de frequência exponencial. O escoamento anual é obtido a partir de (Morgan, 2001):

$$Q = R \cdot \exp\left(-\frac{R_c}{R_o}\right) \quad (2.39)$$

Sendo:

R - a precipitação anual, em mm;

R_o - a chuva média por dia chuvoso, em mm.

A capacidade de armazenamento de água do solo é estimada a partir da seguinte equação:

$$R_c = 1000MS \cdot BD \cdot EHD \cdot \left(\frac{E_t}{E_o}\right) \quad (2.40)$$

Sendo:

MS - o teor de umidade do solo à capacidade de campo, em %w/w;

BD - o peso específico seco do solo, em Mg/m^3 ;

EHD - a profundidade hidrológica efetiva do solo, em m;

E_t/E_o - a razão entre a evapotranspiração real e a potencial.

- Destacamento das partículas de solo pelo escoamento

O destacamento das partículas de solo pelo escoamento (H , kg/m^2), apresentado na Equação 2.37, é considerado como função do escoamento superficial (Q , mm), da declividade do terreno (s , °), da resistência do solo ao transporte pela água (Z , kPa^{-1}) e da percentagem de cobertura do terreno (GC).

$$H = ZQ^{1.5} \text{sen } s (1 - GC) \cdot 10^{-3} \quad (2.41)$$

Com base em experimentos de campo e de laboratório, Morgan (2001) propôs alguns valores típicos para os parâmetros MS, BD, K e Z, para diferentes texturas de solo (Tabela 2.13). No entanto, o autor sugere que, quando disponíveis, os dados medidos devem sempre ser utilizados em preferência aos valores típicos.

Tabela 2.13 - Valores típicos dos parâmetros MS, BD, K e Z, propostos por Morgan (2001).

Textura do solo	MS	BD	K	Z
Areia	0,08	1,5	1,2	1
Areia franca	-	-	0,3	1
Franco arenoso	0,28	1,2	0,7	1
Siltoso	-	-	1	-
Franco siltoso	0,25	1,3	0,9	0,67
Franco argilo-arenoso	-	-	0,1	0,67
Franco argiloso	0,4	1,3	0,7	0,20
Franco argilo-siltoso	-	-	0,8	0,22
Argila arenosa	-	-	0,3	-
Argila siltosa	0,3	-	0,5	0,20
Argila	0,45	1,1	0,05	0,17

- Capacidade de transporte do escoamento

A capacidade de transporte do escoamento (TC , kg/m^2), que caracteriza a fase sedimento do modelo, é dada pela seguinte equação:

$$TC = CQ^2 \sin(s) \cdot 10^{-3} \quad (2.42)$$

Sendo:

C - o fator de cobertura vegetal, considerado como igual ao produto dos fatores C e P da Equação Universal de Perda de Solo;

s - a declividade do terreno, em ($^\circ$).

Exemplos da aplicação do modelo MMF ou de sua versão revisada podem ser encontrados em Shrestha (1997), Currie (1997), Strauss *et al.* (2000) e Vigiak *et al.* (2006).

2.8.3 BREVE COMENTÁRIO ACERCA DOS MODELOS BASEADOS NOS PROCESSOS

Os modelos baseados nos processos utilizam relações matemáticas, com base nas leis da física, para descrever os processos de erosão e simular o movimento da água e do sedimento na superfície do terreno. Embora a intenção de tais modelos seja descrever a física dos processos envolvidos e, por isso, apresentar resultados mais próximos da realidade do que os modelos empíricos, eles ainda se encontram aquém desse ideal. Muitas das equações utilizadas em tais modelos ainda possuem uma base empírica (Morgan & Quinton, 2001).

Os modelos baseados nos processos estão divididos em dois grupos, o dos modelos de simulação contínua e o dos modelos de eventos pontuais. Os modelos de simulação contínua operam em incrementos de tempos sucessivos, de frações de uma hora a um dia, e continuamente recalculam os balanços de água e sedimentos durante as tempestades e nos intervalos entre elas. As principais desvantagens desses modelos são: a necessidade de uma grande quantidade de dados de entrada, principalmente de informações hidrometeorológicas, e a dificuldade de simular a evapotranspiração e as mudanças no teor de umidade do solo entre os eventos chuvosos para determinar as condições iniciais durante o aparecimento de cada tempestade. Como exemplo desses tipos de modelos, pode-se citar o WEPP (*Water Erosion Prediction Project*), desenvolvido por Nearing *et al.* (1989) e o SEM/SHE (*Soil Erosion Model attached to Système Hydrologique Européen*), desenvolvido por Storm *et al.* (1987).

Os modelos de eventos pontuais são utilizados para simular a resposta de bacias para uma única tempestade. Eles requerem menos dados que os modelos contínuos, mas necessitam que sejam consideradas hipóteses sobre as condições iniciais de cada evento, particularmente sobre a umidade do solo. Atualmente, os modelos de eventos pontuais mais conhecidos são o ANSWER (*Aerial Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation*), apresentado por Beasley *et al.* (1980), o KINEROS2 (*Kinematic Erosion Simulation Model*), apresentado por Woolhiser *et al.* (1990), e citado por Morgan & Quinton (2001), e o EUROSEM (*European Soil Erosion Model*), apresentado por Morgan *et al.* (1998).

2.8.4 MEDIDA DO TEOR DE CÉSIO-137 NO SOLO PARA A AVALIAÇÃO DA EROSÃO LAMINAR

Um outro método de estimativa das taxas de erosão do solo tem como base a análise da redistribuição do “fallout” do césio-137 (^{137}Cs). A aplicação do método de quantificação de perdas e acúmulo de sedimentos por meio da análise da redistribuição do “fallout” do ^{137}Cs , iniciada por Ritchie *et al.* (1974), tem sido intensificada e aperfeiçoada nos últimos dez anos.

O ^{137}Cs presente no ambiente tem duas origens possíveis: a realização de testes de bombas nucleares ocorrida entre os anos de 1950 e 1970 e o acidente ocorrido em Chernobyl, no ano de 1986. O ^{137}Cs originado dos testes nucleares foi transportado para a atmosfera, distribuído globalmente e posteriormente depositado na superfície terrestre por meio da precipitação pluvial (“fallout”). A variação temporal do “fallout” reflete a variação do ^{137}Cs na atmosfera que, por sua vez, reflete a frequência dos testes nucleares. O potencial e as limitações do método são abordados detalhadamente em Walling & Quine (1990), enquanto a metodologia encontra-se descrita em Walling & Quine (1993).

A variação espacial do “fallout” é evidente em escala global, com menores deposições no hemisfério sul comparativamente ao hemisfério norte, onde se localizou a maioria dos testes nucleares (USA e antiga USSR). Em escala regional, alguns poucos dados disponíveis mostram correlação entre a magnitude do “fallout” e os totais anuais de precipitação pluvial. Assume-se que em um dado local, como a Bacia do Piracicaba, por exemplo, a deposição tenha ocorrido de maneira uniforme (Correchel, 2003).

Estudos básicos demonstram uma rápida e forte adsorção do ^{137}Cs às argilas (micáceas) e à matéria orgânica, indicando sua pronta fixação nos horizontes superiores logo após sua deposição, e apresentando uma taxa baixa de migração vertical em solos não perturbados após o “fallout”, como é caso do Brasil. O ^{137}Cs depositado no solo encontra-se, principalmente, nas camadas superficiais, até 5 cm de profundidade. Esse comportamento de forte adsorção é a base dos trabalhos de estudo de erosão que utilizam o césio depositado por “fallout” como “traçador” da movimentação do solo.

A deposição de solo é caracterizada quando a atividade de ^{137}Cs de uma amostra é maior do que a atividade de referência de ^{137}Cs e, quando essa atividade é menor, caracteriza-se a perda

de solo. A atividade de referência do ^{137}Cs é igual ao total de ^{137}Cs depositado pela precipitação radioativa, determinada por meio de análise de uma amostra de solo coletada em área não perturbada, sem sinais de perda e/ou deposição de solo. Vários modelos empíricos e teóricos foram desenvolvidos, correlacionando a redistribuição de ^{137}Cs na paisagem com a taxa de perda ou ganho de solo, para as condições edafoclimáticas e de conteúdo de ^{137}Cs do hemisfério norte, e podem ser encontrados em Walling & Quine (1990).

A avaliação das perdas e ganhos de solo pelo método do ^{137}Cs é comumente baseada na comparação entre inventários (inventário = atividade total de ^{137}Cs de um perfil de solo, em Bq (Bequerél) ou dps (desintegração por segundo), por unidade de área, em m^2) de pontos individuais amostrados em um dado local e um inventário de referência, cujo valor representa a quantidade de ^{137}Cs proveniente do “fallout” adicionado ao solo em condições locais. As diferenças entre os inventários de ^{137}Cs de um local, até a profundidade alcançada pelos implementos agrícolas, em relação ao inventário referência (estabelecido em um local não erodido ou muito pouco erodido após o “fallout”), permitem avaliar situações de perdas e acúmulos de sedimentos pelos processos erosivos.

O valor médio dos inventários de ^{137}Cs atribuído a um local de referência desempenha um papel fundamental na conversão das medidas de ^{137}Cs para estimar as taxas de erosão do solo. O uso de inventários de referência com altos coeficientes de variação resulta em estimativas de taxas de erosão imprecisas e pouco confiáveis (Owens & Walling, 1996). Como locais de referência, geralmente, recomenda-se a escolha de áreas planas, cobertas por vegetação rasteira e, de preferência, não perturbadas por operações mecânicas desde a ocorrência do “fallout”. A partir da distribuição vertical da atividade do ^{137}Cs no perfil de solo, pode-se inferir sobre a observância ou não dessa última condição. A variabilidade espacial do “fallout” do ^{137}Cs parece estar fortemente relacionada com as taxas de precipitação e os padrões de distribuição anual das chuvas. No entanto, as causas dessa variação não são bem compreendidas.

Relações empíricas entre as taxas de erosão medidas em parcelas padrão (Wischmeier & Smith, 1978) e as taxas de erosão estimadas com o método do ^{137}Cs nas mesmas parcelas padrão foram as primeiras aproximações usadas para estabelecer uma calibração para o método do ^{137}Cs (Ritchie & McHenry, 1975). Outras calibrações empíricas foram

desenvolvidas usando relações entre as estimativas de perdas de solo pela EUPS e as perdas estimadas com o método do ^{137}Cs .

Saç *et al.* (2007) encontraram uma boa correlação linear ($R=0,97$) entre os dados obtidos pela EUPS e pelo método do ^{137}Cs para uma bacia localizada no oeste da Turquia. Os autores verificaram que, em todas as áreas estudadas, a perda de solo pelo vento não é significativa, uma vez que a EUPS não considera o fator vento, enquanto a técnica do ^{137}Cs o considera.

Turnage *et al.* (1997) compararam as taxas de erosão estimadas pelo método do ^{137}Cs com as estimadas pela versão modificada da EUPS (MEUPS), numa área localizada no Tennessee, e observaram que as taxas de erosão obtidas pelo método do ^{137}Cs foram mais altas do que as obtidas pela MEUPS. Os autores atribuíram essa diferença à perda de solo ocorrida por erosão linear (ravinas e voçorocas) e à deposição de solo que ocorre simultaneamente, que não são levados em consideração na MEUPS.

No Brasil, Correchel (2003) avaliou oito métodos de estimativa do fator de erodibilidade do solo (K) tomando-se por base estimativas das taxas de erosão avaliadas pelo método do ^{137}Cs . Foram utilizadas oito parcelas padrão de avaliação de perda de solo e seis transectos demarcados no campo, em diferentes solos. Nas parcelas padrão, as taxas de erosão medidas diretamente foram comparadas com as estimadas pelo método do ^{137}Cs e os resultados indicaram uma boa concordância. Os valores de K , estimados pelos diferentes modelos, para o solo da parcela, foram comparados diretamente com o valor medido e mostram que os valores calculados pelo método proposto por Wischmeier *et al.* (1971) é o que mais se aproxima do valor medido.

Também utilizando o método do ^{137}Cs , Neto (2005) quantificou as perdas e ganhos de solo por erosão laminar na bacia do rio das Ondas, localizada no Estado da Bahia, e Andrello *et al.* (2002) avaliaram as taxas de erosão em uma área de solo argiloso localizada na cidade de Londrina, no Estado do Paraná.

2.9 AVALIAÇÃO DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NOS CURSOS D'ÁGUA

De acordo com Carvalho (2008), o levantamento das condições de transporte de sedimentos nos cursos d'água poderá ser efetuado com o auxílio de informação proveniente de diferentes fontes:

- Estudo da rede sedimentométrica existente a partir da coleta de dados e informações gerais disponíveis, incluindo a quantidade e a composição granulométrica dos sedimentos fluviais;
- Cálculo da quantidade de carga sólida em suspensão e de arrasto, transportada em diversas épocas pela rede fluvial e em postos-chave, identificando as zonas produtoras de sedimentos;
- Estudo das possíveis mudanças verificadas nas calhas dos rios a partir do uso das seções transversais em cursos d'água levantados em épocas diferentes.

Às técnicas acima apresentadas pode-se acrescentar ainda a avaliação comparativa da carga de sedimentos por meio de imagens de satélite e fotografias aéreas obtidas em diferentes épocas, utilizando-se técnicas de geoprocessamento.

A estimativa da quantidade de sedimentos transportada em um curso d'água, quer seja em suspensão ou no fundo, pode ser feita por meio de aparelhos amostradores. Os diversos métodos para a determinação da descarga sólida são por medição direta, *in situ*, e medição indireta. A medição direta exige sempre um cálculo simples, enquanto a indireta passa por determinação de outras grandezas, sendo o cálculo da descarga sólida feito como valor final através de fórmulas mais complicadas, com resultados nem sempre satisfatórios.

A medição da vazão e de outras grandezas durante essa determinação deve sempre ser obtida na ocasião da amostragem ou medição do sedimento, mesmo que o método de cálculo não considere essa vazão (Carvalho, 2008).

A medição da descarga sólida em suspensão é a fase predominante das medições, uma vez que os rios quase sempre transportam uma maior carga em suspensão. É estimado que na maior parte dos cursos d'água essa parcela represente mais de 90% da descarga sólida total. No entanto, medições sucessivas demonstraram que pode haver rios com descarga de arrasto

de maior valor, em determinada posição do curso d'água, ocorrendo casos que igualam ou mesmo superam a descarga em suspensão.

A determinação da concentração de sedimentos e, conseqüentemente, da descarga sólida em suspensão, pode ser feita por meio da utilização de amostradores dos tipos pontual ou por integração vertical. A carga sólida em suspensão pode ser determinada também por medições *in situ* em pontos determinados, utilizando-se equipamentos nucleares, de turbidez, ultra-som e outros, ou ainda pela acumulação direta do sedimento, usualmente em pontos, com equipamentos específicos como, por exemplo, a garrafa Delft.

A descarga do leito pode ser determinada por meio de medição direta ou indireta. A medição direta é feita com o uso de amostradores portáteis ou removíveis colocados no leito em diversas posições do curso d'água onde o material é depositado. Esses equipamentos geralmente modificam as condições de escoamento, prejudicando a amostragem e conseqüentemente alterando o valor da descarga de fundo. A medição indireta pode ser feita por meio da coleta do material do fundo, geralmente em verticais onde foram coletadas as amostras em suspensão, com o uso de amostradores para determinação da granulometria e de outras grandezas e posterior aplicação de equações matemáticas.

As amostras de material em suspensão e de arrasto, coletadas nos cursos d'água, são encaminhadas para laboratórios onde são levantados dados referentes a concentração, sólidos dissolvidos, granulometria, peso específico, dentre outros.

Os dados de concentração do material em suspensão são obtidos por meio de métodos de filtração, evaporação e do tubo de retirada pelo fundo.

Devido à grande quantidade de fatores intervenientes na erosão e no transporte de sedimentos (precipitação, geologia, tipos de solo, condições de drenagem, dentre outros), a obtenção de valores individuais de transporte de sedimentos medidos, na maioria das vezes instantâneos, exige uma análise e estudo que conduzam a parâmetros representativos do fenômeno. A representação gráfica (curvas-chave) e a expressão matemática correspondente é, na maioria das vezes, o dispositivo que se adota para interveniência de uma solução adequada. No entanto, uma equação obtida não pode representar tantos fatores. É necessário que se tenha

um bom entendimento do fenômeno, aliando os aspectos hidrológico e sedimentológico, para que se tire o máximo proveito das informações disponíveis.

As curvas-chave ou curvas de transporte de sedimentos relacionam concentração, descarga sólida ou valores derivados de estudos sedimentológicos, em geral, com outras grandezas como tempo, descarga líquida, nível d'água, profundidade, velocidade e demais derivadas de estudos afins. De acordo com Carvalho (2008), a correlação mais conhecida é aquela traçada usando concentração ou descarga sólida em função da descarga líquida.

2.10 RELAÇÃO ENTRE A QUANTIDADE DE MATERIAL ERODIDO NA BACIA E A QUE ATINGE A SEÇÃO DE CONTROLE

Os dados de transporte de sedimentos obtidos, de forma contínua, de estações sedimentométricas localizadas próximas ao exutório de uma determinada bacia podem ser muito úteis para a calibração de modelos de previsão de erosão da bacia, além de serem fundamentais para a estimativa da quantidade de material que adentra o reservatório em um dado período.

No entanto, deve-se tomar cuidado ao tentar estabelecer uma relação entre a quantidade dos sedimentos medidos nas correntezas e a estimada na bacia por meio de modelos matemáticos, pois nem todo material sólido, proveniente de processos erosivos naturais ou provocados pelas atividades antrópicas, transportado pela água por meio do sistema de drenagem alcança o seu exutório. Estudos registram que, na grande maioria das bacias, apenas uma pequena parte do volume de sedimento produzido alcança a seção de controle ou exutório. Esse volume transportado chega a ser menor do que $\frac{1}{4}$ do total de sólidos decorrentes do processo de erosão.

Como os modelos de previsão de erosão não consideram a deposição das partículas do solo, é necessário determinar a produção de sedimentos, tornando possível a sua comparação com os valores medidos em estações da rede sedimentométrica. Para obter a produção de sedimentos de encostas complexas ou de bacias hidrográficas, pode-se recorrer a uma metodologia que consiste na aplicação de um coeficiente de produção de sedimentos à erosão específica calculada pela aplicação dos modelos. Esse coeficiente é estimado a partir da área da bacia, do

quociente entre o comprimento da bacia e a respectiva altura e da razão de bifurcação, segundo a Equação (2.39), derivada por Roehl (1962), citada por Tomás (1992).

$$\log_{10}(CPS) = 4,365 - 0,23 \cdot \log_{10}(A_D) - 0,51 \cdot \log_{10}\left(\frac{L_b}{H_{ds}}\right) - 2,786 \cdot \log_{10}(R_b) \quad (2.43)$$

Sendo:

A_D - área de drenagem da bacia até a estação, em km^2 ;

L_b - comprimento da bacia hidrográfica (distância entre a seção de controle e o ponto mais distante da bacia), em km;

H_{ds} - diferença de altitude entre o divisor da bacia e a seção de controle, em km;

R_b - razão de bifurcação média da bacia.

A produção de sedimentos de uma bacia hidrográfica é assim obtida pela equação:

$$PS = CPS \times A \quad (2.44)$$

Sendo:

PS - produção de sedimentos, em t/ha.ano;

A - perda de solo estimada na bacia, em t/ha.ano.

2.11 MEDIÇÃO DO ASSOREAMENTO DE RESERVATÓRIOS

A medição do assoreamento em um dado reservatório pode ser realizada por meio de levantamentos geofísicos, e da interpretação e do processamento de imagens de satélite de alta resolução, com o emprego de técnicas de geoprocessamento.

Os métodos geofísicos aplicados nos estudos de reservatórios são principalmente os sísmicos e podem ser executados sob dois pontos de vista. Sob uma das perspectivas se prioriza a varredura ou o imageamento da superfície de fundo. Nesse caso, as informações obtidas permitem analisar as características ou feições da superfície de fundo, tais como a própria topografia de fundo, a presença de estruturas sedimentares e de afloramentos rochosos, do tipo de sedimentos de fundo, entre outras. Ecobatimetria (simples ou de varredura) e o sonar

de varredura lateral constituem os principais métodos utilizados com esses propósitos e que utilizam comumente altas frequências (superiores a 30kHz).

De acordo com Carvalho (2008), o levantamento batimétrico deve ser realizado em linhas transversais bem definidas, que permitam a comparação posterior com outros levantamentos. O levantamento será tanto mais preciso quanto mais próximos forem os perfis levantados. Os perfis deverão ser mais próximos um do outro na área do delta e em posições de forte declividade. A tecnologia mais utilizada atualmente para a realização desse tipo de levantamento consiste no uso de DGPS (*Diferencial Global Position System*) acoplado a um ecobatímetro digital.

O sistema DGPS funciona com rastreamento em satélites orbitais e trabalha normalmente com uma estação fixa em terra, munida de antena e equipamento de rastreamento, de coordenadas conhecidas pela determinação no ponto, e uma estação móvel no barco. O registro é feito por gravação para uso posterior no computador. O limite de distância da estação de terra é, geralmente, de 50 km, podendo ser ampliado com dispositivos de varredura controlados pelo rastreamento dos satélites e estações fixas que estiverem em posições adequadas.

O ecobatímetro consiste em um equipamento que funciona com ondas acústicas, possuindo uma haste contendo um transdutor, instalado verticalmente no barco. Conectado ao transdutor, fica o registrador, que permite o registro contínuo ou carta do perfil do leito. Os componentes completos são um registrador, um transdutor de transmissão/recepção e uma bateria.

Os ecobatímetros geralmente operam com um sinal de frequência que varia entre 12 e 500kHz, sendo a frequência de 60kHz aceitável para a determinação da interface água/leito quando este é composto de areia ou pedregulho. De acordo com Carvalho (2008), para um leito macio, de lama, contudo, a interface pode apresentar uma profundidade 10 a 15cm maior do que o verdadeiro valor.

Os dados de batimetria são fundamentais para a posterior geração de um modelo topográfico do relevo, da superfície do terreno submerso. Para que o modelo do terreno seja mais fiel à realidade, é essencial que o espaçamento entre as linhas batimétricas seja o menor possível.

Já o sonar de varredura lateral funciona da seguinte forma: o sensor, chamado de “tow-fish”, é rebocado a uma profundidade constante na água e, enquanto passa sobre o fundo, emite pulsos acústicos a intervalos regulares. O sensor é composto por dois transdutores, orientados para enviar e receber pulsos acústicos nas regiões à direita e esquerda do eixo longitudinal.

Os ecos dos pulsos, gerados nas interfaces de materiais de diferente impedância acústica, são representados na tela do sistema de aquisição como função temporal da intensidade ao longo de uma linha perpendicular ao sensor. A imagem acústica vai se compondo com a justaposição dessas linhas uma ao lado da outra, formando o registro analógico e digital do fundo.

Uma outra forma de investigação sísmica do reservatório é a que prioriza a investigação da subsuperfície, ou seja, que tem por objetivo a verificação das espessuras das camadas sedimentares depositadas, e, assim sendo, lida com sinais de frequência mais baixa (inferiores a 30kHz), que, por sua vez, penetram na superfície de fundo, possibilitando a obtenção de informações não só sobre a espessura dos estratos sedimentares, mas também sobre as formas dos corpos sedimentares, dos contatos entre eles, entre outras propriedades. Para esse tipo de estudo, o perfilador sísmico é o equipamento mais utilizado.

O perfilador sísmico trabalha com bases no princípio da reflexão das ondas acústicas e explora a existência de contrastes de impedância acústica entre os diferentes meios físicos subjacentes à superfície de fundo. Por investigação rasa entende-se profundidades da coluna d'água e espessura de sedimentos inferiores a 100-150 metros. O sistema de aquisição de dados é composto basicamente de uma fonte repetitiva de sinais sísmicos com características específicas para atuar na água (*boomers, sparkers, airguns*, dentre outros), um sistema de recepção do sinal sísmico (hidrofonos), que são rebocados na superfície da água, e um sistema de gravação, processamento e impressão dos dados que é instalado no interior da embarcação.

Vários pesquisadores têm avaliado a topografia dos leitos de reservatórios por meio de levantamentos geofísicos. Buffon (1999) estudou o tempo de vida útil da represa Velha, em Pirassununga, SP. Nesse estudo, ele comparou medidas batimétricas efetuadas em 1998 com as iniciais, obtidas na construção da represa, em 1940, em que verificou uma perda de profundidade em termos de valores máximos (de 5m) e médios (de 2m), sendo o tempo de vida útil previsto para 230 anos.

Teixeira *et al.* (2007) avaliaram a evolução do volume de armazenamento perdido na represa de Barra Bonita, SP, utilizando a digitalização de mapas de 1980 e o levantamento batimétrico realizado pelo Núcleo de Hidrometria da EESC/USP num projeto de P&D em parceria com a AES Tietê, nos anos de 2004/2005, para poder quantificar suas perdas de volume.

Ianniruberto *et al.* (2008) utilizaram um sonar de varredura lateral para caracterizar a morfologia do fundo do reservatório da UHE Tucuruí, localizada no estado do Pará, e identificar as áreas de maior acúmulo de sedimentos.

Sauniti *et al.* (2004), utilizaram o imageamento do fundo do reservatório para verificar a ocorrência de assoreamento em vários pontos do reservatório de Passaúna-PR e fazer a sua caracterização. A pesquisa ainda incluiu a avaliação do potencial erosivo da bacia. Os resultados permitiram caracterizar o assoreamento, identificar áreas-fonte e indicar medidas de mitigação, visando reduzir o processo erosivo da bacia hidrográfica e o assoreamento do reservatório.

A utilização de imagens de satélite para o monitoramento do assoreamento de reservatórios é uma técnica recente, que começou com o advento de imagens de resolução. Consiste basicamente na integração de dados batimétricos pontuais coletados no campo com informações digitais de sensoriamento remoto, por meio de correlações estatísticas.

Nesse sentido, Borges *et al.* (2005) apresentam uma metodologia que permite avaliar e monitorar o processo de assoreamento em reservatórios, lagos, lagoas e rios, com economia, velocidade e confiabilidade, utilizando informações de sensoriamento remoto processadas pelo método geoestatístico de krigagem Bayesiana.

Um outro método que pode ser utilizado para a quantificação do volume acumulado nos reservatórios é o de datação de sedimentos, com base na medida da concentração do nuclídeo 210 do chumbo (^{210}Pb). Esse método permite o estudo de camadas de sedimentos mais recentes, em que se encontra toda a informação da influência do grande aumento das atividades antrópicas decorrentes deste último século. Em geral, os sedimentos são coletados em testemunhos verticais pouco deformados, com o auxílio de um amostrador do tipo “Piston Corer”. Por meio desse método é possível correlacionar o material depositado com as áreas fonte, sabendo-se também a espessura da camada depositada em cada ponto amostrado.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo são apresentados os principais métodos, procedimentos técnicos e materiais utilizados nas diferentes etapas do trabalho, que estão divididas da seguinte forma: elaboração de inventário (aquisição de informações); análise dos dados hidrológicos; levantamentos de campo; realização de ensaios de laboratório; mapeamento do uso e cobertura do solo e avaliação das mudanças ocorridas ao longo do tempo; identificação de áreas com potencial atual à erosão e avaliação da perda de solo na bacia; estudo do transporte de sedimentos no rio Indaiá; e avaliação do assoreamento do trecho do reservatório que corresponde ao encontro com o rio Indaiá. Todo esse trabalho foi fundamental para o entendimento do comportamento dos sedimentos na bacia.

Para o tratamento dos dados, interpretação de imagens de satélite e elaboração de mapas derivados foram utilizados os sistemas de informações geográficas ArcGIS 9.2 e SPRING 4.3, desenvolvidos, respectivamente, pela empresa norte-americana *ESRI* e pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE.

3.1 INVENTÁRIO DA BACIA DO RIO INDAIÁ

Oliveira (1993) define inventário, do ponto de vista cartográfico, como a catalogação, o levantamento e o registro de informações relacionadas ao meio físico (topografia, geologia, geomorfologia, pedologia, hidrografia, pluviosidade, cobertura vegetal, dentre outros) e às atividades antrópicas, representadas nos mapas de uso e cobertura do solo, de uma determinada área. Neste estudo, a etapa de inventário contou com diversas metodologias de coleta, armazenamento, catalogação, registro e padronização, não apenas das informações cartográficas, como também dos dados descritivos, direta ou indiretamente associados aos elementos espacialmente representados. O Diagrama de Fluxo apresentado na Figura 3.1 detalha os métodos e as fases de ordenamento das informações que compõem esta primeira etapa do trabalho.

Os dados adquiridos foram armazenados em formato digital (*raster*, vetorial e arquivos de texto) que, posteriormente, foram alvo de uma análise de consistência visando à identificação e correção de possíveis erros.

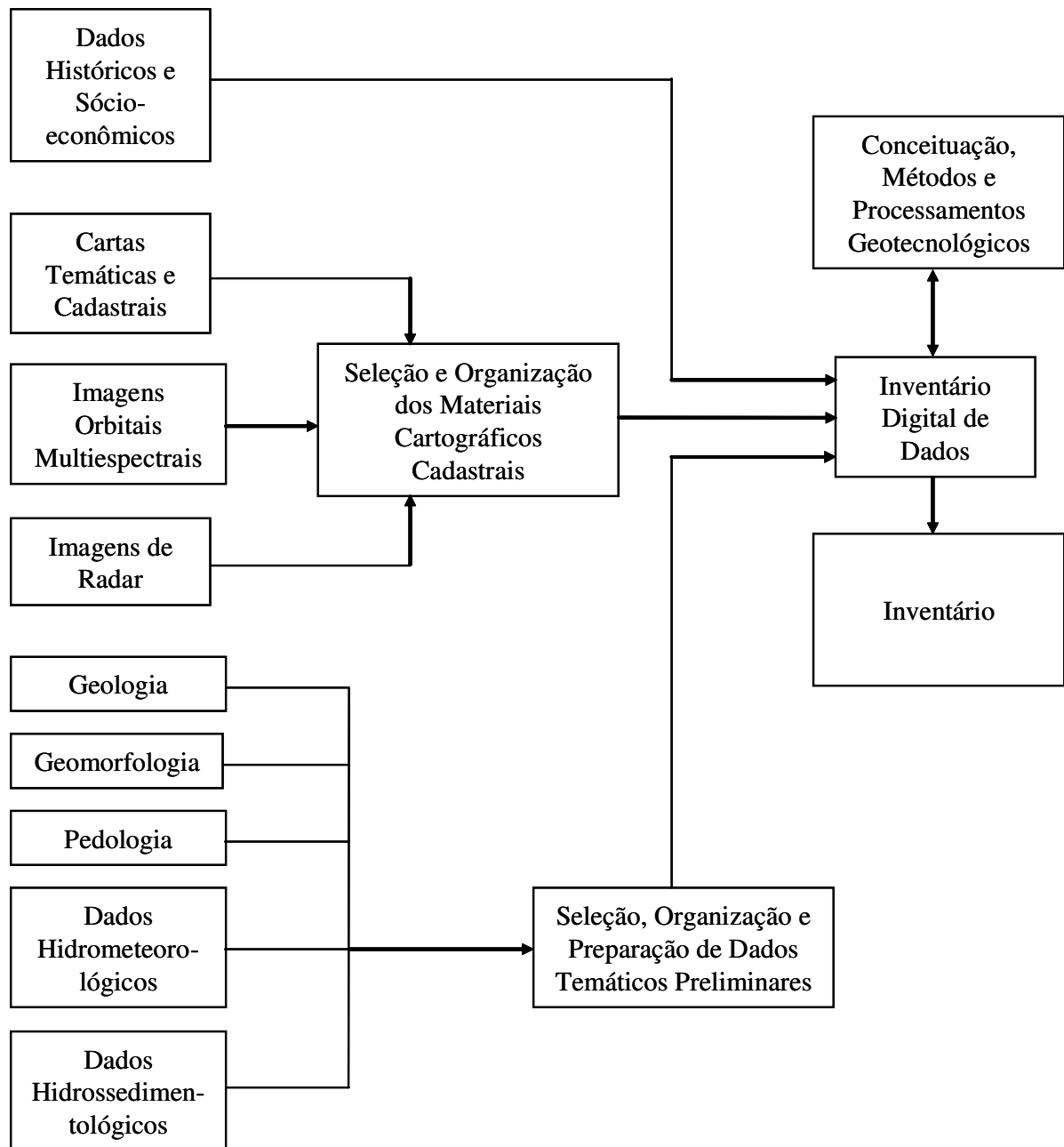


Figura 3.1 - Fases do inventário (Modificado - Castro Jr., 2008).

3.1.1 DADOS TOPOGRÁFICOS

As informações referentes à representação espacial dos dados topográficos da bacia foram adquiridas de cartas topográficas produzidas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (folhas 2456, 2492, 2493, 2530 e 2531), na escala 1:100.000, e de imagens do radar SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) obtidas pela NASA e disponibilizadas gratuitamente no *site* da Embrapa. As imagens do SRTM utilizadas possuem uma resolução espacial de 90m e precisão altimétrica da ordem de 16m (Duren *et al.*, 1998).

A partir dos dados da carta do IBGE e do SRTM foram gerados, dentro do SIG ArcGIS 9.2, duas cartas: uma hipsométrica e outra de declividade da bacia. A carta de declividade foi dividida em quatro classes em função das características dos processos erosivos esperados, de acordo com a metodologia proposta por IPT (1990), mas com os valores das classes variando da menor declividade para a maior, ou seja, em ordem inversa à apresentada por aqueles autores. Estabeleceu-se esse critério para que a classe de menor declividade fosse representada pelo algarismo I e a de maior declividade pelo algarismo IV. As classes definidas foram as seguintes: I (0 a 6%), II (6 a 12%), III (12 a 20%) e IV (> 20%).

A delimitação da bacia do rio Indaiá foi realizada dentro do SIG ArcGIS 9.2, por meio da utilização da ferramenta *Hydrology*, que inclui a obtenção da direção de fluxo e do fluxo acumulado na bacia, com base em um Modelo Digital do Terreno - MDT.

Para uma avaliação da topografia do antigo leito do braço do reservatório que se encontra com o rio Indaiá, foram adquiridas cartas topográficas do Vale do São Francisco, obtidas pela Codevasf no ano de 1952 (antes do enchimento do reservatório), em escala 1:25.000 e com curvas de nível a cada 5m. Essas cartas foram “escaneadas”, e georreferenciadas e digitalizadas dentro do SIG ArcGIS 9.2. Os valores das curvas de nível foram inseridos numa tabela de atributos dentro do SIG e, em seguida, foi gerado um MDT para posterior comparação com dados batimétricos.

Após o enchimento do reservatório, os únicos dados topográficos do seu leito que se encontram disponíveis são alguns perfis transversais, obtidos pela Companhia Energética do Estado de Minas Gerais - CEMIG, por meio de levantamentos batimétricos, para os anos de 1975 e 2003.

3.1.2 IMAGENS DE SATÉLITE

Para a avaliação do uso e da cobertura do solo da bacia ao longo do tempo, bem como de outros atributos do meio físico, foram adquiridas imagens dos satélites Landsat1, 2, 5 e 7 e do satélite sino-brasileiro CBERS2, para os anos de 1972, 1981, 1990, 2001 e 2005, respectivamente, correspondendo a um período de 33 anos de observação. As imagens Landsat1, 2 e 5 e CBERS2 foram selecionadas e obtidas a partir do catálogo disponibilizado na internet pelo INPE, enquanto as Landsat7 foram adquiridas por meio de um catálogo disponível no *site* da Universidade de Maryland, USA. Na Tabela 3.1, são apresentadas as principais características das imagens utilizadas na presente pesquisa.

Tabela 3.1 - Características das imagens utilizadas na pesquisa.

Satélite	Sensor	Resolução espacial	Resolução temporal	Bandas	Órbita/Ponto	Data
Landsat1	MSS	80m	18 dias	4, 5, 6 e 7	235/73	9/9/1972
Landsat2	MSS	80m	18 dias	4, 5, 6 e 7	235/73	24/12/1981
Landsat5	TM	30m	16 dias	1, 2, 3, 4, 5, 6 ^(a) e 7	219/73 e 219/74	16/7/1990
Landsat7	ETM+	30m	16 dias	1, 2, 3, 4, 5, 6 ^(b) , 7 e 8 ^(c)	219/73 e 219/74	7/8/2001
CBERS2	CCD	20m	26 dias	1, 2, 3, 4 e 5	154/121 e 154/122	21/8/2005

Sendo: ^(a) - resolução espacial de 120m; ^(b) - resolução espacial de 60m e ^(c) - resolução espacial de 15m.

3.1.3 SOLOS

As informações relacionadas aos solos da bacia do rio Indaiá foram obtidas a partir do Mapa Pedológico da região do alto São Francisco, em escala 1:250.000, apresentado no Plano Diretor de Recursos Hídricos das Bacias de Afluentes do Rio São Francisco em Minas Gerais (Brasil, 2002). Os dados encontram-se georreferenciados e digitalizados em formato compatível com os SIG ArcGIS 9.2 e SPRING 4.3.

As informações pedológicas preliminares foram complementadas por trabalhos de campo, que permitiram a coleta de amostras para a realização de ensaios de análises físicas e de teor de matéria orgânica, e pela análise de dois parâmetros morfométricos da bacia: altimetria e declividade. Foram realizadas sobreposições entre o mapa pedológico e os mapas

hipsométrico e de declividade, o que possibilitou um “ajuste” no traçado dos limites que definem as diferentes unidades pedológicas.

Composições coloridas RGB, embora se constituam em importante ferramenta de avaliação, conforme afirma Cárdenas (1999), foram elaboradas no SPRING 4.3 e utilizadas no presente tópico do estudo apenas para visualizações e ilustrações, não sendo consideradas para efeito de análises mais profundas.

Na carta apresentada por Brasil (2002), a nomenclatura das unidades pedológicas encontra-se de acordo com o antigo Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos, descrito por Panoso *et al.* (1978). Foi, então, realizada a mudança de nomenclatura com base no novo Sistema Brasileiro de Classificação proposto por Embrapa (2006). Vale ressaltar que algumas unidades pedológicas apresentam a mesma classificação nos dois sistemas. A Tabela 3.2 mostra as classes de solos da bacia do rio Indaiá nomeadas de acordo com o antigo e o novo Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos. Uma descrição detalhada das diferentes unidades de solo que se apresentam na bacia será apresentada no Capítulo 4.

Tabela 3.2 - Nomenclaturas antiga e atual das classes de solos presentes na bacia do rio Indaiá, de acordo com os sistemas de classificação propostos pela Embrapa.

Nomenclatura antiga	Nomenclatura atual
Cambissolo	Cambissolo
Latossolo Vermelho-Amarelo	Latossolo Vermelho-Amarelo
Latossolo Vermelho-Escuro	Latossolo Vermelho-Escuro
Solo Litólico	Neossolo Litólico
Solo Podzólico Vermelho-Amarelo	Argissolo Vermelho-Amarelo

3.1.4 GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

Os dados temáticos espaciais e descritivos relativos à geologia da região de estudo foram obtidos da carta geológica apresentada por Brasil (2002), em escala 1:250.000, e da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, em escala 1:1.000.000, produzida pelo Serviço Geológico do Brasil e disponibilizada pela Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais - CPRM.

As informações referentes à geomorfologia da bacia, em escala 1:250.000, foram obtidas do trabalho apresentado por Brasil (2002). Como no mapa pedológico, para a obtenção de um melhor ajuste no traçado dos limites que definem as diferentes unidades geomorfológicas, foi realizada uma sobreposição entre o mapa geomorfológico e o hipsométrico e o de declividade.

3.1.5 REDES HIDROLÓGICA E HIDROSSEDIMENTOLÓGICA

O monitoramento hidrológico e hidrossedimentológico da área de estudo é realizado por meio de estações pluviométricas, operadas pela CEMIG e pela CPRM, situadas dentro da bacia ou em suas proximidades, e de uma estação fluviossedimentométrica, localizada próximo aos domínios do reservatório sobre o rio Indaiá, operada pela CEMIG.

Inicialmente, foram identificadas e georreferenciadas, dentro do SIG ArcGIS 9.2, 18 estações pluviométricas situadas nas proximidades da bacia. Alguns dados foram disponibilizados pela Agência Nacional de Águas – ANA, por meio do Sistema de Informações Hidrológicas *Hidroweb*, e outros pela CEMIG. Para proceder à seleção das estações que seriam utilizadas no presente estudo, procurou-se observar os seguintes quesitos básicos:

- Posição da estação na bacia ou próximo a ela, procurando-se a melhor distribuição possível dentro das estações disponíveis;
- Manutenção da estação de melhor qualidade dos dados e mais significativa quando existirem duas ou mais estações próximas;
- Qualidade da série a ser utilizada. Esse critério eliminou algumas estações cuja série possui muitas falhas ou períodos pouco extensos de dados.

A partir da análise dos dados foram, então, selecionadas 12 estações pluviométricas, cujas características estão apresentadas na Tabela 3.3.

Para a avaliação da vazão e da carga de sedimentos transportada pelo rio, foram adquiridos dados diários de vazão, dados de concentração de sedimentos em suspensão, de vazão sólida em suspensão e de vazão sólida total da estação Porto Indaiá (Cód. 40963000), que é a única localizada no rio em estudo. Foram ainda obtidos resultados de análises granulométricas realizadas nos sedimentos em suspensão. Os registros foram disponibilizados pela CEMIG e datam de 1978 a 2004.

A Figura 3.2 apresenta a distribuição espacial das estações pluviométricas e da estação fluviossedimentométrica, cujos dados foram utilizados neste estudo.

Tabela 3.3 - Principais características dos postos pluviométricos utilizados no estudo.

Código	Nome da Estação	Município	Responsável	Operadora	Período de Observação	Dados Disponíveis
01845002	Fazenda São Félix	São Gonçalo do Abaeté	ANA	CPRM	1975-2007	Alturas diárias de chuva, em mm
01845004	Lagoa do Gouvêia	Tiros	ANA	CPRM	1976-2007	
01845014	Tiros	Tiros	ANA	CPRM	1975-2007	
01845022	Porto Indaiá	Tiros	CEMIG	CEMIG	1978-1999	
01845030	Paineiras	Paineiras	CEMIG	CEMIG	1989-2006	
01945002	Barra do Funchal	Serra da Saudade	ANA	CPRM	1975-2007	
01945013	Matutina	Matutina	CEMIG	CEMIG	1975-2002	
01945035	Abaeté	Abaeté	ANA	CPRM	1975-2007	
01945041	Estrela do Indaiá	Estrela do Indaiá	CEMIG	CEMIG	1989-2006	
01946000	Tapiraí Jusante	Tapiraí	ANA	CPRM	1975-2007	
01946009	São Gotardo	São Gotardo	ANA	CPRM	1975-2007	
01946010	Pratinha	Pratinha	ANA	CPRM	1975-2007	

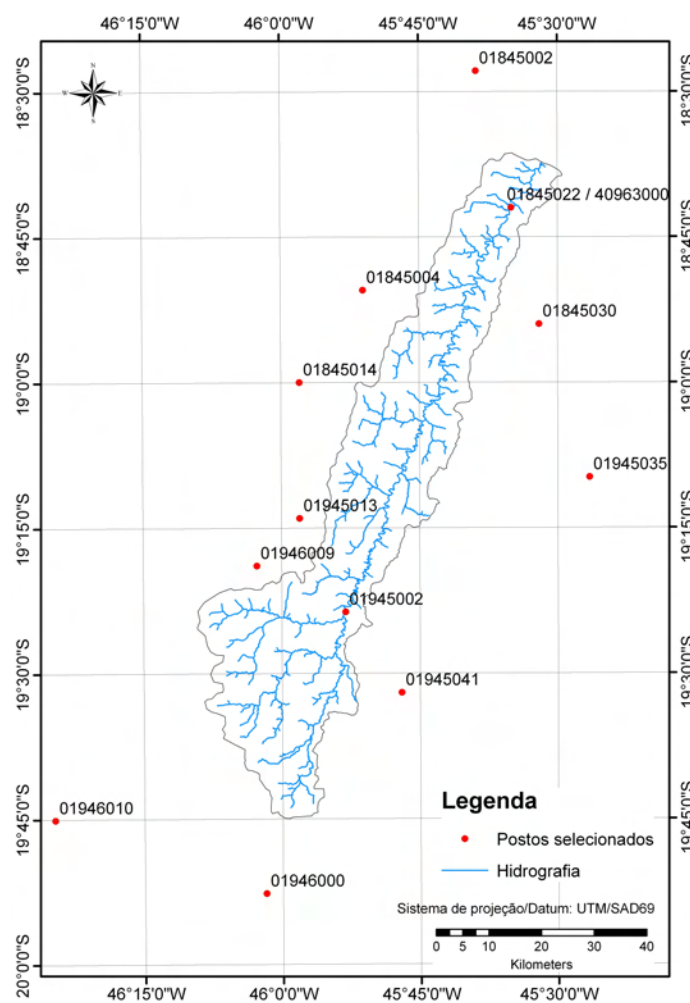


Figura 3.2 - Distribuição espacial das estações pluviométricas e da fluviossedimentométrica.

3.1.6 USO DO SOLO

Para uma análise preliminar dos tipos de uso e cobertura do solo da área de estudo, foi utilizado o mapa de uso da terra da região do alto São Francisco, em escala 1:600.000, apresentado no trabalho “Gerenciamento Integrado das Atividades Desenvolvidas em Terra na Bacia do São Francisco”, realizado por Junqueira & Rosa (2002). Os principais tipos de uso apresentados no mapa são cerrado e cerradão, pastagem, campo cerrado, campo limpo, mata atlântica e mata ciliar. Um estudo mais detalhado do uso e cobertura do solo da bacia do rio Indaiá, para diferentes períodos e em escala compatível com a do trabalho em questão, foi realizado na presente pesquisa a partir de técnicas de processamento digital de imagens de satélite. A metodologia adotada para tal mapeamento é apresentada em um item específico.

3.1.7 OUTRAS INFORMAÇÕES

Além das informações referidas anteriormente, outros dados pertinentes à bacia do Indaiá foram coletados e organizados para a execução da etapa de caracterização fisiográfica. Entre esses, pode-se citar as informações referentes ao clima (temperatura e umidade), à vegetação nativa e à economia da região, apresentados por DNAEE (1995) e ANEEL (2003).

Informações relacionadas à massa específica e à porosidade de sedimentos coletados em alguns trechos do fundo do reservatório de Três Marias foram obtidas do trabalho apresentado por Fonseca *et al.* (2009).

3.2 VISITAS DE CAMPO

Durante o andamento da pesquisa foram realizadas cinco visitas de campo, sendo uma no ano de 2005 (novembro), duas no ano de 2006 (julho e setembro) e duas no ano de 2007 (agosto e outubro), que tiveram os seguintes objetivos: o reconhecimento da área e a verificação das diferentes formas de uso e cobertura do solo; a identificação de feições de erosão linear (ravinas e voçorocas); a coleta de amostras de solos, em diversos trechos da bacia, para a realização de ensaios de caracterização física e de medidas de atividade do ¹³⁷Cs; e a

realização de levantamentos geofísicos no braço do reservatório que corresponde ao encontro com o rio Indaiá.

3.2.1 RECONHECIMENTO DA BACIA

O reconhecimento da bacia foi realizado durante as duas primeiras visitas de campo e serviu para dar suporte ao mapeamento do uso e da cobertura do solo, para a identificação de feições erosivas lineares e para a coleta de informações adicionais pertinentes ao trabalho.

A partir de uma interpretação preliminar das imagens do satélite CBERS2, obtidas para o ano de 2005, fixou-se um roteiro de campo, com a determinação de alguns pontos de visita, visando à verificação sistemática dos dados obtidos para a bacia. Foram coletadas informações de 370 sítios com diferentes tipos de uso e foram observadas diversas feições de erosão linear, localizadas em vários trechos da área de estudo. Foram também visitadas as estações pluviométrica e fluviossedimentométrica da CEMIG, localizadas próximo ao encontro do Indaiá com o reservatório, para verificar se elas se encontravam em boas condições de operação.

As visitas foram realizadas percorrendo-se a bacia em linhas transversais e longitudinais, em locais onde foi possível o acesso de veículo. Os sítios visitados foram enumerados, identificados com a utilização de um Sistema de Posicionamento Global - *GPS*, e fotografados em diferentes ângulos. As coordenadas de cada ponto, juntamente com as informações referentes ao ângulo de tomada das fotografias, foram lançadas numa caderneta de campo para análise posterior. O *GPS* utilizado foi o Garmin 12, com precisão de posição da ordem de 10m.

Finalizadas as viagens, as coordenadas geográficas dos pontos visitados foram lançadas no SIG ArcGIS 9.2. Para a visualização das fotografias dentro do mesmo SIG, utilizou-se a ferramenta *Hyperlink*. A Figura 3.3 apresenta o mapa da bacia com os pontos percorridos neste trabalho e mostra um exemplo de como as fotografias foram lançadas no ArcGIS 9.2 para auxiliar no mapeamento do uso e da cobertura do solo. A Figura 3.4 apresenta a estação pluviométrica Porto Indaiá e o amostrador de sedimentos da estação sedimentométrica.

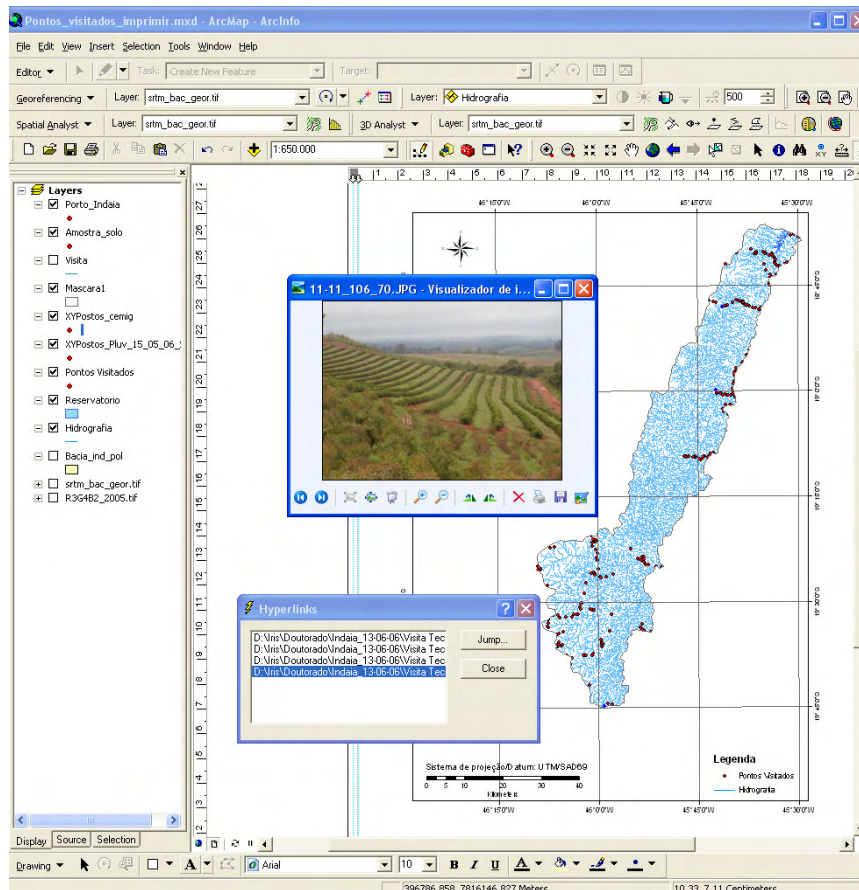


Figura 3.3 - Tela do ArcGIS 9.2 apresentando os pontos visitados na bacia e uma das fotografias do banco de dados adicionada com o uso da ferramenta *Hyperlink*.



(a)



(b)

Figura 3.4 - (a) Estação pluviométrica Porto Indaiá; (b) Amostrador de sedimentos.

3.2.2 AMOSTRAGEM DE SOLO PARA A REALIZAÇÃO DE ENSAIOS DE LABORATÓRIO

Para a obtenção de dados representativos da área em foco, foram coletadas amostras deformadas e indeformadas de solos. A seleção dos pontos amostrados foi realizada com base no mapa pedológico da bacia e num mapa preliminar de potencial atual à erosão laminar, desenvolvido nesta pesquisa, cuja metodologia é apresentada no item 3.9.1 deste Capítulo. No total, foram coletadas 151 amostras, localizadas em 23 pontos diferentes da bacia, das quais 142 foram utilizadas para a avaliação da erosão pelo método do ^{137}Cs . Os pontos amostrados podem ser observados na Figura 3.5.

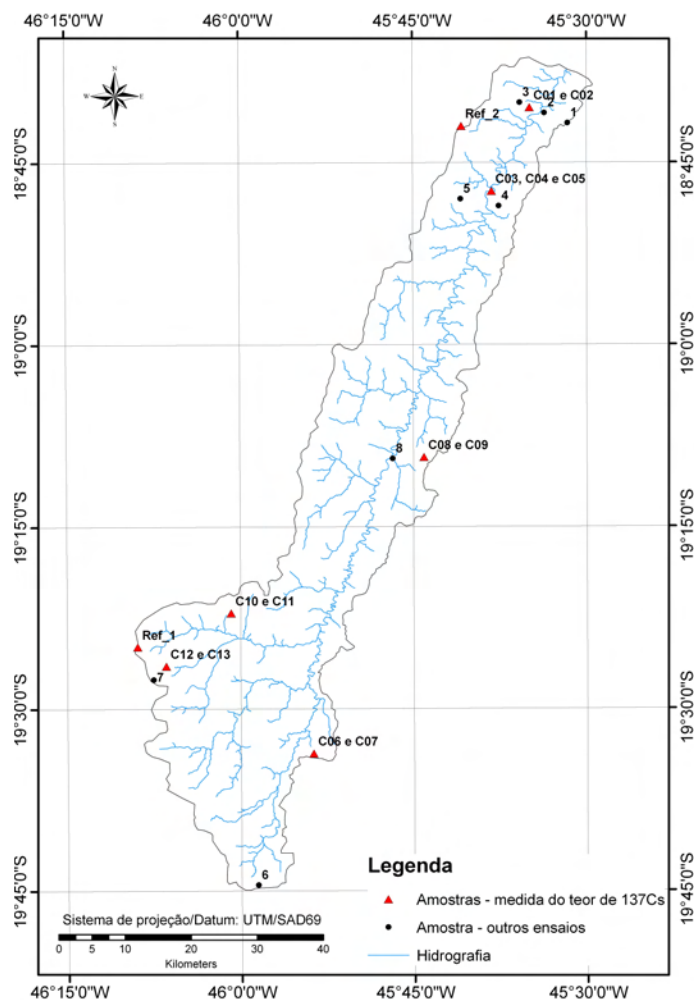


Figura 3.5 - Localização dos pontos de coleta de amostras de solos na bacia.

As amostras utilizadas como referência para a determinação da atividade do ^{137}Cs foram retiradas de áreas que apresentavam cobertura vegetal natural primária e relevo plano (Figura 3.6). Como a bacia do Indaiá apresenta uma área relativamente grande (2324 km²), com uma

grande diversidade de feições geomorfológicas, decidiu-se pela utilização de dois pontos de referência, sendo um localizado na região sudoeste da bacia (Ref1), e outro na região noroeste (Ref2).

Para cada local de referência, a coleta das amostras foi realizada segundo um triângulo equilátero com lados de 5 m de comprimento. Cada amostra, contendo 1,5 litros de solo, foi formada por três amostras simples, retiradas de uma área de aproximadamente 1,0 m², localizada em cada vértice e no centro do triângulo (Figura 3.7). As amostras coletadas nos vértices foram retiradas, tomando-se o cuidado de não deixar que o material de uma camada passasse para a imediatamente inferior, nas seguintes profundidades: 0,00 a 0,10; 0,10 a 0,20; 0,20 a 0,30; 0,30 a 0,40; 0,40 a 0,50 e 0,50 a 0,60 m. As do centro do triângulo foram retiradas nas profundidades de 0,0 a 0,05; 0,05 a 0,10; 0,10 a 0,15; 0,15 a 0,20; 0,20 a 0,25; 0,25 a 0,30; 0,30 a 0,35; 0,35 a 0,40; 0,40 a 0,45; 0,45 a 0,50; 0,50 a 0,55; 0,55 a 0,60; 0,60 a 0,65 e 0,65 a 0,70m, perfazendo um total de 32 amostras para cada ponto de referência.

As amostragens para detectar o movimento do ¹³⁷Cs nas vertentes foram retiradas de seis áreas, distribuídas pela bacia, classificadas como de alto, médio ou baixo potencial atual à erosão laminar, de acordo com o mapa preliminar de potencial atual à erosão laminar desenvolvido no presente estudo. Em cinco dessas seis áreas, as amostras foram coletadas a, aproximadamente, um terço e dois terços do topo da vertente. Somente em um ponto foi realizada uma amostragem adicional na base da vertente. Cada amostra foi também composta por três amostras simples, nas profundidades de 0 a 0,10; 0,10 a 0,20; 0,20 a 0,30; 0,30 a 0,40, 0,40 a 0,50 e 0,50 a 0,60 m.



(a) Local de referência Ref. 1



(b) Local de referência Ref.2

Figura 3.6 - Vista das áreas de onde foram retiradas as amostras de referência.

Para a avaliação da massa específica “in situ” do solo nas diferentes profundidades, foram coletadas amostras indeformadas em cilindros de 37,8 mm de diâmetro e 127,0 mm de altura.

As outras nove amostras de solo, para as quais não foram medidos os teores de césio, foram coletadas em trincheiras superficiais de aproximadamente 0,20 x 0,20 x 0,20m.

Todas as amostras foram acondicionadas em sacos plásticos para conservar a umidade natural e conduzidas ao Laboratório de Geotecnia da Universidade de Brasília.

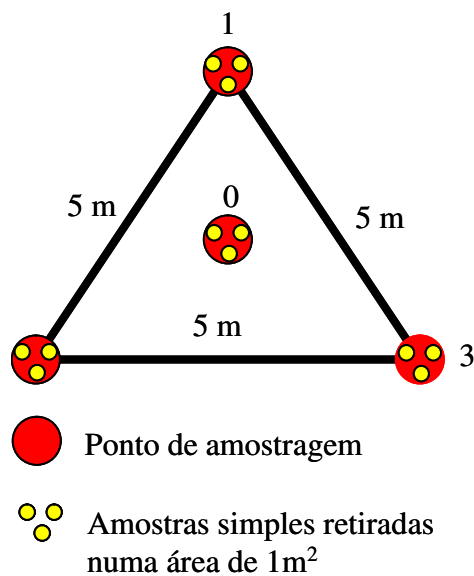


Figura 3.7 - Disposição dos pontos de amostragem de solo sob vegetação natural e detalhe da amostragem num dos vértices do triângulo.

3.2.3 LEVANTAMENTOS GEOFÍSICOS NO RESERVATÓRIO E EQUIPAMENTOS UTILIZADOS

Foram realizados levantamentos batimétricos e geofísicos no fundo do braço do reservatório que corresponde ao encontro com o rio Indaiá (Figura 3.8), numa área de 20 km², com o objetivo de obter informações relacionadas à topografia e à espessura das camadas de sedimentos acumulados. Tais dados foram comparados com as cartas topográficas da área, obtidas pela Codevasf no ano de 1952, em escala 1:25.000, que inicialmente foram utilizadas para avaliar as condições da topografia do fundo do reservatório antes do seu enchimento.

Esse trabalho foi realizado em cooperação com o Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG), tendo o apoio financeiro do CNPq (Edital Universal nº 19, 479041/2004-0) e do MCT/FINEP (CT-Hidro - Segurança de Barragens), no âmbito dos projetos “Estudos de modelos de previsão de erosão e assoreamento de reservatórios: o caso da UHE Três Marias, MG” e “Geomorfologia e estratigrafia aplicada na avaliação qualitativa e quantitativa do assoreamento de reservatórios”. As embarcações utilizadas foram gentilmente cedidas pela Polícia Ambiental do Município de Morada Nova de Minas, MG, e pelo IBAMA que, além disso, prestaram apoio durante os trabalhos de campo.

Os procedimentos metodológicos utilizados para a realização dos levantamentos no reservatório incluíram trabalhos de escritório e de campo, de acordo com as seguintes etapas: preparação do levantamento, em que foi definida a área a ser levantada e o espaçamento entre os perfis batimétricos (escala do trabalho); execução do levantamento; processamento dos dados; geração de um modelo digital do terreno; e análises dos dados.

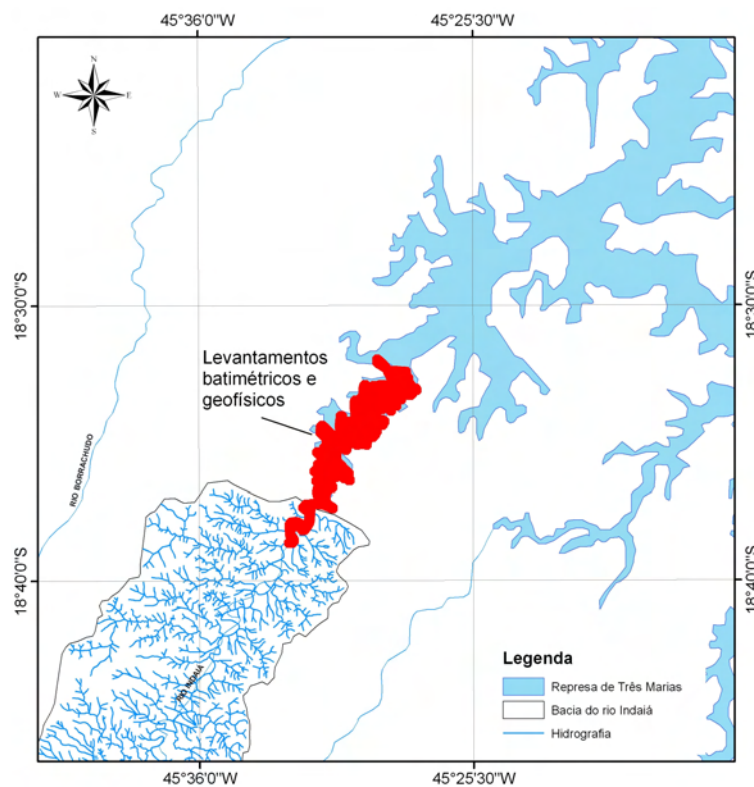


Figura 3.8 - Trecho do reservatório onde foram realizados os levantamentos batimétricos e geofísicos.

3.2.3.1 Levantamentos batimétricos

Os levantamentos batimétricos das seções foram realizados utilizando-se um ecobatímetro *Sonarlite*, desenvolvido pela “Ohmex Instrumentation Inc.”, em conjunto com um sistema de levantamento *GPS* Geodésico *ProMark2*, da “Tales Navigation”. O trabalho foi realizado em linhas transversais, com espaçamentos médios de 100m (compatível com a escala 1:10.000), complementadas por três linhas longitudinais acompanhando a antiga calha do rio.

Inicialmente, foram coletados alguns pontos topográficos em terra, ao longo da margem do reservatório, com o objetivo de verificar o erro entre os valores de cota (z) obtidos com o *GPS* Geodésico e os apresentados na carta topográfica de 1952 da Codevasf, para uma mesma posição geográfica. Esse procedimento permitiu a comparação entre a topografia do fundo do reservatório obtida pelos levantamentos batimétricos e a apresentada nas curvas de nível da carta de 1952.

O ecobatímetro utilizado (Figura 3.9) possui feixe simples, é portátil, preciso e permite tanto leituras gráficas das profundidades (ecogramas), quanto leituras digitais no visor. Possui um transdutor que trabalha com a emissão e recepção de pulsos nas frequências de 200 kHz, frequência mais adequada para detecção das condições da superfície do fundo. O equipamento calcula a profundidade por meio da diferença de tempo entre a emissão e a recepção do sinal e é apto para detectar profundidades entre 0,30m a 80m, com uma precisão de 2cm. O ecobatímetro é operado mediante um *software* que permite o processamento dos dados recebidos e gera tabelas, que são guardadas em arquivos para posterior utilização por programas gráficos.

O sistema *GPS ProMark2*, disponível no Programa de Pós-Graduação em Geotecnia da Universidade de Brasília, funciona com rastreamento em satélites orbitais (recebe até 12 satélites) e trabalha com uma estação fixa em terra, munida de antena e equipamento de rastreamento, de coordenadas conhecidas pela determinação no ponto, e uma estação móvel. O sistema pode trabalhar em quatro modos: navegação, estático, cinemático e *stop and go*. O registro é feito por gravação para uso posterior no computador. Nesse trabalho, para o rastreamento, empregou-se a metodologia do posicionamento cinemático, no qual um dos receptores foi mantido na base fixa, localizada a aproximadamente 6 km do trecho mais

distante levantado, ao passo que o outro foi posicionado no barco, que se deslocava a uma velocidade aproximada de 6 km/h.

O receptor *GPS* geodésico foi utilizado com recepção de frequência L1 e código C/A, com intervalos de gravação de registro de 10 segundos, gerando arquivos com garantia de 95% dos dados coletados.

Visando a simplificação do modelo matemático de correção dos erros no posicionamento da antena *GPS* em relação ao ecobatímetro, o transdutor do ecobatímetro foi instalado de forma centrada em relação à antena cinemática do *GPS*. Na Figura 3.10, pode ser observada a estação *GPS* fixa e a estação móvel com o transdutor acoplado na base da haste da antena.

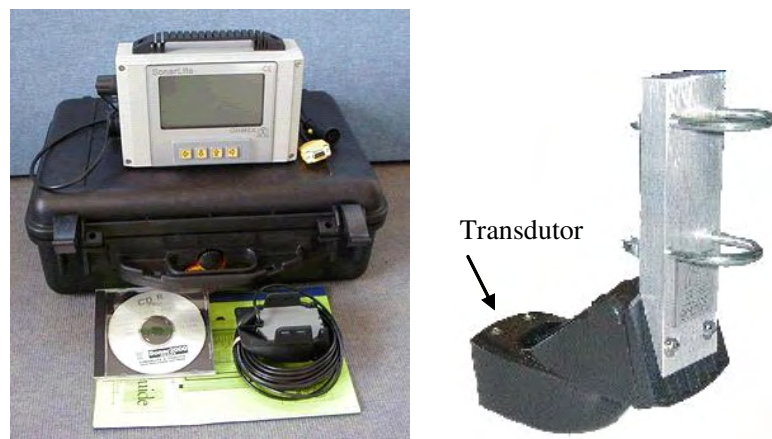


Figura 3.9 - Ecobatímetro utilizado no trabalho.



(a)

(b)

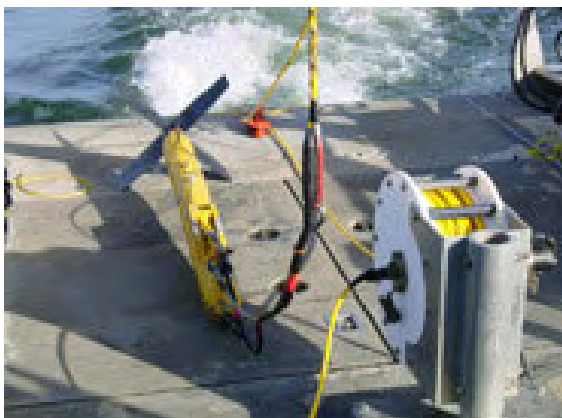
Figura 3.10 - (a) Estação *GPS* fixa e (b) Estação *GPS* móvel usadas nos levantamentos.

3.2.3.2 Outros levantamentos geofísicos

Com o objetivo de verificar a espessura das camadas sedimentares depositadas no fundo do reservatório e de obter o imageamento da superfície de fundo de alguns trechos da área levantada, foram utilizados dois equipamentos sísmicos: um perfilador sísmico e um sonar de varredura lateral, ambos acoplados a um sistema *GPS*.

O perfilador utilizado foi o *StrataBoxTM*, da *Ocean Data Equipment Corporation*, que possui uma resolução de 6cm e penetração de fundo a até aproximadamente 40m, em material inconsolidado. Esse equipamento trabalha com uma frequência de 10kHz e uma potência de saída de 300W. O processamento dos dados do *StrataBox* foi realizado por pesquisadores do IG, que geraram uma imagem mostrando os valores das espessuras das camadas de sedimento no trecho levantado.

O sonar de varredura utilizado foi o 4100P da *Edgetech*, com sensor TD-272 a dupla frequência (100/500 kHz). Devido à excelente resposta em água doce, apenas a alta frequência foi utilizada, permitindo-se varreduras de 100m por cada canal com alta resolução e qualidade do eco. De acordo com Ianniruberto *et al.* (2008), além das condições ambientais, a gestão do sistema também impacta sobre a qualidade dos dados, porque esta depende da escolha da velocidade de reboque, da altura do sensor em relação ao fundo e dos parâmetros de configuração do sistema (ganho, equalização, dentre outros). O processamento dos dados gerados por este equipamento também foi realizado por pesquisadores do IG, por meio da utilização dos programas *SonarWiz* e *SonarWeb*, da *Cheesapeake Technologies Inc*. Na Figura 3.11 podem ser observados os dois equipamentos geofísicos utilizados.



(a) Sonar de varredura lateral



(b) Perfilador *StrataBox*

Figura 3.11 – Outros equipamentos utilizados nos levantamentos geofísicos.

3.3 TRATAMENTO DOS DADOS BATIMÉTRICOS E DA TOPOGRAFIA ANTIGA DO TRECHO LEVANTADO

As informações adquiridas no reservatório foram lançadas em um computador, em que foi realizado o pós-processamento dos dados do *GPS*, por meio da utilização do software *Survey Project Manager*, da *Ashtech Solutions*. Os dados de profundidade foram processados com o uso do programa interativo *Sonar 2000*, que acompanha o pacote *Sonarlite*.

Após a comparação entre os valores das cotas obtidas com o *GPS* Geodésico e os apresentados na carta topográfica de 1952, para os pontos coletados em terra, foi observado que os valores da carta de 1952 eram 2,5m superiores aos obtidos com o *GPS*. Esse valor de 2,5m foi então acrescentado às cotas do *GPS*, o que deixou os dados com a mesma referência topográfica.

No reservatório, as cotas obtidas pelo *GPS* correspondem ao nível da superfície da água. Assim, para a obtenção da topografia de fundo, os valores de profundidade de cada ponto do reservatório, obtidos pelo ecobatímetro, foram subtraídos dos valores das cotas “corrigidas” do *GPS*. A imersão do transdutor e a altura da haste do *GPS* também foram levados em consideração nos cálculos das cotas.

Os pontos com coordenadas x, y e z foram introduzidos no SIG ArcGIS 9.2, onde foi gerada uma superfície pela criação de uma *TIN (Triangular Irregular Network)*. A superfície calculada foi depois visualizada, tendo sido a informação processada, alvo de uma análise qualitativa detalhada e de uma nova edição para eliminar os pontos com qualidade duvidosa ou deficiente.

O principal objetivo da comparação entre as topografias do fundo do reservatório geradas a partir do levantamento batimétrico e com base na carta da Codevasf, obtida para um período anterior ao enchimento do reservatório, foi quantificar o assoreamento sofrido pelo trecho do reservatório em estudo desde o seu enchimento e identificar as principais áreas de deposição de sedimentos.

Como as cartas de 1952 inicialmente não se encontravam em formato digital, foi necessária a realização de alguns procedimentos para tornar possível tal comparação. A metodologia foi

dividida nas seguintes etapas: “escaneamento” das cartas topográficas; georreferenciamento, utilizando o mesmo sistema de projeção e *datum* em que as cartas se encontravam originalmente; transformação do sistema de coordenadas e *datum*, dentro do SIG SPRING 4.3, para o sistema em que se encontram os dados batimétricos (UTM-SAD69); e digitalização das cartas, com a criação de uma tabela de atributos contendo os valores das cotas. A Figura 3.12 apresenta um detalhe da digitalização das cartas de 1952.

A partir das curvas de nível da carta de 1952 foi gerada uma superfície pela criação de uma *TIN*. A comparação entre as topografias (atual e antiga) foi feita de duas maneiras: realizando uma sobreposição entre as duas superfícies geradas, e comparando os valores dos pontos de batimetria (não interpolados) que interceptavam as curvas de nível da carta de 1952 com os valores de cotas das mesmas. A partir do segundo procedimento foram geradas nove seções transversais comparativas.

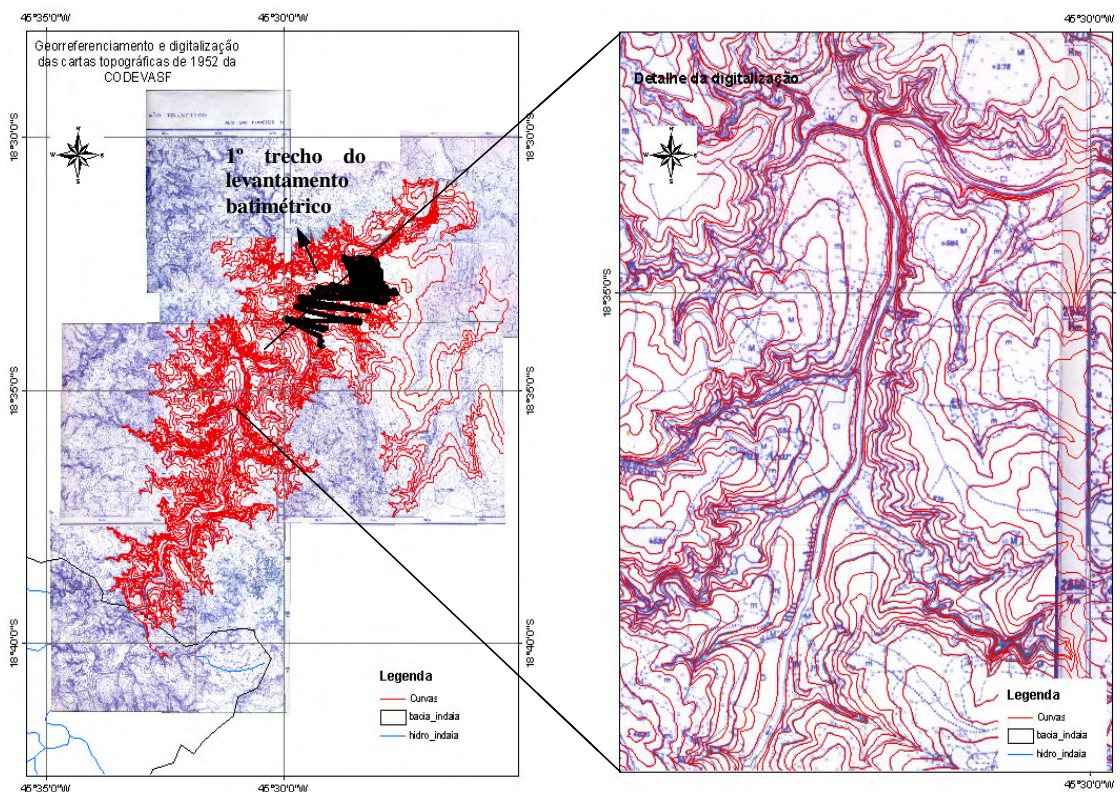


Figura 3.12 - Detalhe da digitalização das cartas de 1952.

3.4 ENSAIOS REALIZADOS

3.4.1 CARACTERIZAÇÃO FÍSICA

A caracterização física do solo se dá através do conhecimento de suas propriedades índice, que podem ser determinadas por meio de ensaios padronizados no meio geotécnico.

Ensaio de granulometria por peneiramento e sedimentação (com e sem defloculante), limites de Atterberg e massa específica dos grãos, foram realizados no Laboratório de Geotecnia da Universidade de Brasília nas amostras coletadas nos 23 pontos da bacia, de acordo com as seguintes recomendações da Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT):

- NBR 7181/1984 → Solo – Análise Granulométrica;
- NBR 6459/1984 → Solo – Determinação do Limite de Liquidez;
- NBR 7180/1984 → Solo – Determinação do Limite de Plasticidade;
- NBR 6508/1984 → Massa Específica Real dos Grãos.

A determinação da umidade natural (w_o) do solo foi realizada de acordo com a NBR 6457/1986 (Teor de Umidade Natural) da ABNT.

A avaliação da massa específica aparente seca “in situ” foi realizada em amostras indeformadas de solo coletadas em cilindros de 37,8 mm de diâmetro e 127,0 mm de altura, nas profundidades de 0,00 a 0,10; 0,10 a 0,20; 0,20 a 0,30; 0,30 a 0,40; 0,40 a 0,50 e 0,50 a 0,60 m. Esse índice foi determinado utilizando a seguinte expressão:

$$\rho_d = \frac{100 \cdot \rho_h}{100 + w_o} \quad (3.1)$$

Sendo:

ρ_d - massa específica aparente seca do solo, em g/cm^3 ;

ρ_h - massa específica aparente natural do solo, em g/cm^3

w_o - teor de umidade do solo, em %.

A massa específica aparente natural do solo foi determinada dividindo-se a massa de solo úmido pelo volume da amostra.

Outros parâmetros que auxiliam na identificação e classificação dos solos são: o índice de plasticidade (IP), o índice de atividade de Skempton (IA) e o grau de flocculação da argila (GF). O índice de plasticidade foi obtido pela diferença entre os limites de liquidez e de plasticidade, enquanto o índice de atividade e o grau de flocculação foram calculados de acordo com as relações apresentadas nas equações 3.2 e 3.3.

$$IA = \frac{\text{Índice de Plasticidade (IP)}}{\% < 2\mu\text{m (fração argila)}} \quad (3.2)$$

$$GF = \frac{\% \text{ argila total} - \% \text{ argila dispersa em água}}{\% \text{ argila total}} \quad (3.3)$$

Além dos ensaios acima citados, foi também realizada a identificação expedita dos solos, por observação táctil-visual, de acordo com a metodologia MCT (Norma M-63).

3.4.2 TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA DO SOLO

A determinação do carbono orgânico foi realizada na fração fina do solo (material passante na peneira de #40), pela empresa Soloquímica – Análises de Solo Ltda., seguindo a metodologia proposta no Manual de Métodos de Análise de Solo (Embrapa, 1997).

O teor de matéria orgânica foi determinado indiretamente por meio da seguinte correlação:

$$MO = 1,724 \times CO \quad (3.4)$$

Sendo CO, o carbono orgânico obtido por meio de análise química, em %.

3.4.3 MEDIDA DA ATIVIDADE DO ¹³⁷Cs

Para a determinação da atividade do ¹³⁷Cs, as amostras de solo, depois de secas ao ar, destorroadas e passadas na peneira de 2 mm, foram acondicionadas em sacos plásticos e

enviadas ao Laboratório de Física Nuclear Aplicada da Universidade Estadual de Londrina (UEL), onde foram realizados os ensaios.

As leituras das medidas de atividade do ^{137}Cs foram realizadas em um detector modelo GEM-M-7080-P-S específico para geometria do béquer Marinelli, com diâmetro de cristal de germânio igual a 69,9 mm e comprimento de 84,2 mm. A blindagem utilizada nesse trabalho foi a da Camberra, modelo 747 (Neto, 2005).

A atividade média do radioisótopo por quilo de amostra foi determinada pela Equação 3.5:

$$C_n = \frac{N_n}{(\varepsilon \times m_a \times P_\gamma)} \quad (3.5)$$

Sendo:

C_n - concentração média do radioisótopo n, em Bq/kg;

N_n - taxa líquida de contagens para a energia do raio gama (γ) do radioisótopo n, em contagens por segundo - cps;

m_a - massa da amostra, em kg;

ε - eficiência de contagem para energia do raio gama (γ) do radioisótopo n;

P_γ - probabilidade absoluta de transição pelo decaimento gama para energia do raio gama (γ).

As variáveis N_n e ε foram determinadas utilizando-se amostra padrão com atividade conhecida dos radioisótopos de interesse. As amostras utilizadas nesse trabalho foram preparadas no Laboratório de Física Nuclear Aplicada da UEL com solução certificada produzida pelo IPEN/CNEN, conforme Andrello (2004).

3.5 MAPEAMENTO DO USO DO SOLO AO LONGO DO TEMPO

Entre os fatores condicionantes dos processos erosivos de uma bacia, o uso e a cobertura do solo é um dos que possui a maior variação espaço-temporal. Assim, o conhecimento dos cenários de uso do solo, ao longo do tempo, é um item de fundamental importância para a avaliação da evolução da erosão em uma bacia hidrográfica. Com esse objetivo, foram elaborados mapas de uso e cobertura do solo para os anos de 1972, 1981, 1990, 2001 e 2005, cuja metodologia encontra-se apresentada a seguir:

Interpretação preliminar

Esta etapa teve como objetivo a elaboração de mapas preliminares a partir da utilização de dados já existentes e, principalmente, da interpretação de imagens de satélite por meio de técnicas de geoprocessamento.

Constituíram-se pontos de apoio importantes as bases cartográficas do IBGE, em formato digital, compostas pelos mapas de hidrografia e altimetria, e o modelo numérico do terreno obtido do SRTM. O mapa de uso e cobertura do solo da região, apresentado por Junqueira & Rosa (2002) em escala 1:600.000, também serviu como ponto de partida para a interpretação das imagens, embora se encontre numa escala inferior à do trabalho.

O trabalho iniciou-se com o georreferenciamento das imagens. Para o processamento da informação, utilizou-se o software SPRING 4.3. Todas as bandas das imagens foram realçadas com técnicas de ampliação de contraste e foram obtidas diferentes composições coloridas, utilizando-se as bandas que melhor ressaltam as características da região (solos, relevo, vegetação, entre outros). Para as imagens mais recentes (Landsat5, Landsat7 e CBERS2) foram obtidos índices de vegetação pela divisão da banda 4 pela banda 3 e foram geradas as componentes principais das bandas 1 e 2. Para o processo de segmentação das imagens (delimitação de áreas homogêneas), foram utilizadas as bandas realçadas, os índices de vegetação e as componentes principais. Esse procedimento proporcionou a obtenção de imagens segmentadas bem refinadas.

O processo de segmentação rotula cada *pixel* como uma região distinta e calcula um critério de similaridade para cada par de regiões adjacente espacialmente. Tal critério baseia-se em um teste de hipótese estatístico que testa a média entre as regiões. A seguir, divide a imagem em um conjunto de sub-imagens e então realiza a união entre elas, segundo um limiar de agregação definido (INPE, 2002).

Em seguida, deu-se início ao processo de classificação das imagens. Para tal fim, foi utilizado o classificador *isoseg*, que é um algoritmo disponível no SPRING 4.3 para calcular regiões de uma imagem segmentada. Esse classificador utiliza, além da informação espectral de cada *pixel*, a informação espacial que envolve a relação entre os *pixels* e seus vizinhos, reconhecendo áreas homogêneas adjacentes, baseado nas propriedades espectrais e espaciais

de imagens. O *isoseg* é um algoritmo de dados não-supervisionados, aplicado sobre um conjunto de regiões, que por sua vez são caracterizadas por seus atributos estatísticos de média e matriz de covariância e, também, pela área (INPE, 2002).

Após a classificação, associou-se cada polígono a uma classe temática de uso e cobertura do solo previamente definida, obtendo-se assim o mapa preliminar. Com base no conhecimento do comportamento espectral dos alvos foi possível a identificação das seguintes unidades de mapeamento: área agrícola, área urbana, corpos d'água, cerradão, cerrado, campo sujo de cerrado, mata atlântica, mata ciliar, pastagem, pastagem com campo sujo de cerrado, pastagem com solo exposto e solo exposto.

Verificações de campo dos resultados obtidos do mapeamento

A partir do mapa preliminar, obtido para o ano de 2005, foram realizadas as duas primeiras visitas de campo (ver item 3.2.1), com o objetivo de averiguar a veracidade da classificação realizada no mapeamento e observar as regiões que apresentavam unidades de uso do solo duvidosas no mapa (de difícil interpretação). Com os dados da visita, foram feitos alguns ajustes manuais de pós-classificação nos mapas preliminares, em que foram realizadas modificações dos polígonos e/ou reassociações a novas classes temáticas, obtendo-se, assim, os mapas finais.

3.5.1 DETECÇÃO DE MUDANÇAS NO USO DO SOLO

Para a identificação e avaliação dos trechos da bacia que sofreram mudanças no uso do solo ao longo do tempo, foi realizada uma comparação entre os cinco mapas produzidos, por meio de interpretação visual. Para cada mapa calculou-se a área e a relação percentual de cada um dos tipos de uso. Além disso, para dar suporte à interpretação visual, utilizou-se a técnica de detecção de mudanças de Rotação Radiométrica Controlada por Eixo de Não-Mudança (RCEN), apresentada no capítulo 2 (item 2.6.3) desta tese, para comparar as imagens. A seleção dessa técnica se deveu à sua simplicidade e à possibilidade de integração de informações advindas de diferentes sensores.

3.5.1.1 Informação Utilizada

Para a obtenção dos mapas de detecção de mudanças pela técnica RCEN, foram utilizadas as imagens adquiridas dos satélites Landsat5, Landsat7 e CBERS2, na banda 3 (correspondente à faixa do vermelho), com passagens em 16/07/1990, 07/08/2001 e 21/08/2005, respectivamente, e pontos representativos do uso do solo na bacia, obtidos nas visitas de campo. Em virtude das imagens Landsat1 e Landsat2 possuírem uma resolução espacial bem menor do que as apresentadas acima, optou-se por não utilizá-las nessa parte do trabalho.

Como não é possível a realização de visitas em anos já passados (1990 e 2001), utilizou-se a experiência interpretativa, com a análise de diferentes composições coloridas de imagens de satélite obtidas para épocas diversas, para verificar em quais áreas da bacia não havia ocorrido nenhum tipo de mudança. O mapa de uso do solo apresentado por Junqueira & Rosa (2002) também serviu de apoio para a definição das áreas de não-mudança. Assim, os pontos utilizados para a comparação entre as imagens dos anos de 1990, 2001 e 2005 e o traçado das retas de regressão linear foram basicamente os correspondentes ao cerrado (vegetação nativa) e ao solo exposto, os quais se apresentavam de forma muito clara nas imagens dos satélites Landsat5 (1990) e Landsat7 (2001).

Como as imagens Landsat e CBERS apresentam resoluções espaciais diferentes, 30m para as Landsat e 20m para as CBERS, foi realizado um procedimento de interpolação de *pixels*, dentro do SIG SPRING 4.3, para modificar a resolução das imagens Landsat para 20m. Em seguida, as imagens foram transferidas para o SIG ArcGIS 9.2, onde foi realizado o processo de detecção de mudanças.

3.5.2 APLICAÇÃO DA TÉCNICA DE ROTAÇÃO RADIOMÉTRICA CONTROLADA POR EIXO DE NÃO-MUDANÇA (RCEN)

A técnica RCEN foi aplicada para duas combinações de imagens, sendo a primeira para os anos de 1990 e 2001 (imagens Landsat5-TM e Landsat7-ETM, respectivamente), e a segunda para os anos de 1990 e 2005 (imagens Landsat5-TM e CBERS2-CCD, respectivamente). As retas de regressão dos *pixels* de não-mudança (Figura 3.13) para as duas combinações de imagens foram obtidas a partir da plotagem dos valores de radiância de amostras de não-

mudança em um espaço de atributos formado pela conjugação dos dados da primeira (eixo “x”) e da segunda data (eixo “y”). Dessas retas, foram obtidos os ângulos de rotação, cujos valores encontrados foram de 61,43° para as imagens Landsat5 e Landsat7, e de 49,43°, para as imagens Landsat5 e CBERS2.

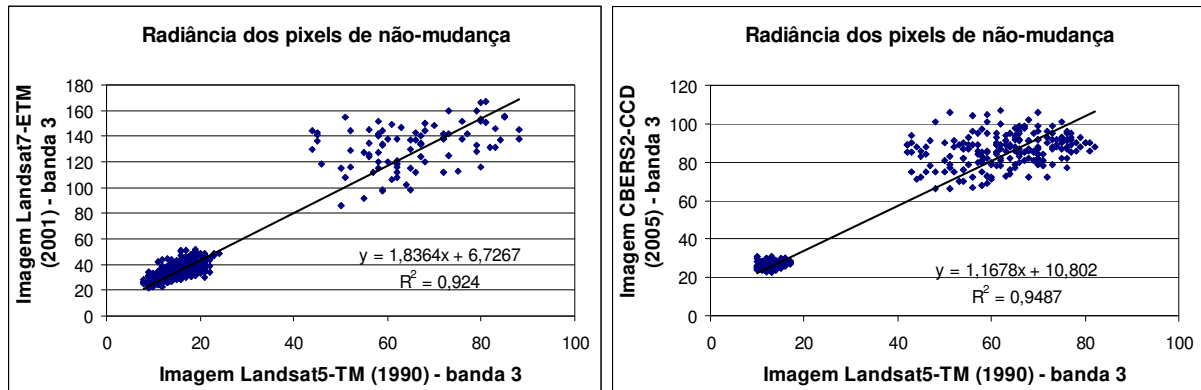


Figura 3.13 - Retas de regressão dos valores de radiância dos *pixels* de não-mudança para as duas combinações de imagens.

A partir da aplicação dos valores dos ângulos de rotação na Equação 2.3 (item 2.6.3), foram obtidas as respectivas imagens de detecção de mudança. Nessas imagens, os tons claros representam as áreas que sofreram maiores perdas de cobertura vegetal (degradação) e os tons escuros, as áreas que, em teoria, foram regeneradas, naturalmente ou por indução humana. A Figura 3.14 apresenta uma comparação entre duas composições coloridas (R3G4B2) obtidas para as imagens de 1990 e 2005 e a imagem de detecção de mudanças. A área que sofreu maior mudança no trecho selecionado encontra-se ressaltada por um círculo.

Tendo-se em mãos as imagens de detecção de mudanças, foi dado início a um processo de fatiamento e rotulação, seguido por uma reclassificação.

Fatiamento e Rotulação

O fatiamento e a rotulação foram realizados de acordo com o trabalho apresentado por Maldonado (2004). Esse processo foi aplicado para transformar as imagens de detecção de mudanças, que inicialmente estavam em modo contínuo, em imagens temáticas. Para isso, foi definida a posição de três limiares, com base em parâmetros estatísticos da imagem total

(moda e desvio-padrão). Esses limiares definem os intervalos temáticos entre os diferentes níveis de mudança, permitindo a estratificação do espaço de atributos espectrais em quatro classes temáticas: duas de degradação, uma de regeneração e uma de não-mudança. Na configuração do fatiamento, a moda da distribuição de frequência dos *pixels* representa o centro das classes de não-mudança entre datas; a partir do valor da moda, consideram-se como mudanças na paisagem valores da ordem de 1 e 2 desvios-padrão de distância, respeitando-se como condição de estratificação, uma restrição de simetria entre limiares de classes de degradação ou recuperação (Santos *et al.*, 2005).

Dessa forma, foram obtidos os mapas preliminares de detecção de mudanças para os anos de 1990 e 2001 e para os anos de 1990 e 2005.

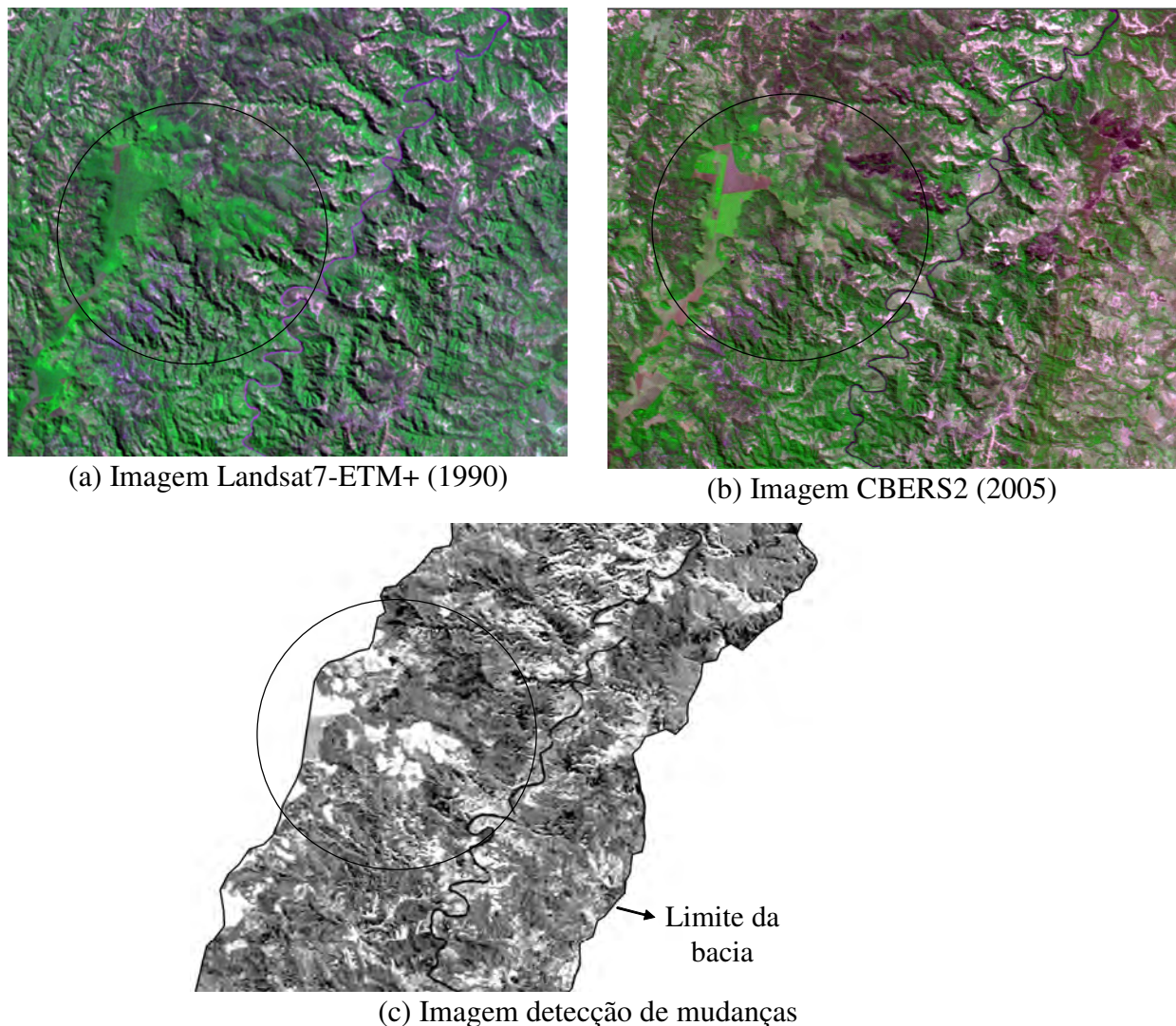


Figura 3.14 - Comparação entre duas composições coloridas (R3G4B2) e a imagem detecção de mudanças.

Identificação das Principais Alterações no Uso e na Cobertura do Solo e Reclassificação dos Mapas de Detecção de Mudanças

Para identificar quais alterações no uso e na cobertura do solo correspondem às classes temáticas de degradação média e forte no mapa de detecção de mudanças, foi realizada uma tabulação cruzada entre os mapas de uso e cobertura do solo, obtidos para os anos de 1990 e 2005, e seu respectivo mapa de detecção de mudanças. Esse procedimento deu suporte ao processo de reclassificação dos mapas obtidos pela RCEN.

De acordo com o mapa de uso e cobertura do solo desenvolvido para o ano de 2005, a bacia apresenta uma pequena parcela de área agrícola, que corresponde a 0,6% da área total. Como essa unidade de mapeamento varia de acordo com os tipos de cultivo, com as diferentes épocas do ano, dentre outros fatores, foram observadas nos mapas áreas de degradação e regeneração que de fato não ocorreram. Na realidade, as alterações observadas no período foram devidas à variação do ciclo agrícola (épocas de plantio, sem a presença de vegetação, e de colheita, com vegetação), no entanto, o uso do solo continuou sendo o mesmo. Fato semelhante aconteceu para uma pequena parcela da unidade correspondente à pastagem.

Assim, com base na utilização de composições coloridas das imagens, na experiência interpretativa, e no conhecimento de campo da área, foi realizada uma reclassificação do mapa com a intenção de transformar os valores de regeneração ou degradação, decorrentes das atividades agrícolas e de pastagem, em classes de não-mudança. Para tal, foi realizada uma conversão do mapa matricial para mapa vetorial.

3.6 ANÁLISE MORFOMÉTRICA DA BACIA

A análise da rede de drenagem e dos parâmetros morfológicos da bacia pode levar à compreensão e à elucidação de numerosas questões geomorfológicas, podendo também ser utilizada para qualificar os fatores que influenciam na geração dos processos erosivos.

Com esse objetivo, foi realizada uma análise das características morfométricas da rede de drenagem e do relevo da bacia do rio Indaiá, visando a auxiliar na compreensão dos processos erosivos e da vulnerabilidade natural dos terrenos às intervenções antrópicas. Com a intenção

de se obter um melhor entendimento dos diversos trechos da área de estudo, a bacia do rio Indaiá foi subdividida em nove “ottobacias”, de acordo com a metodologia desenvolvida pelo Engenheiro Otto Pfafstetter, apresentada em Silva (1999).

A rede de drenagem foi obtida de forma automática, dentro do SIG ArcGIS 9.2, a partir do MDT do SRTM. Inicialmente foi gerado o mapa de direção de fluxo da bacia, e, com base nesse, o de fluxo acumulado, que possibilitou a delimitação das linhas de drenagem. O mapa de rede de drenagem foi então sobreposto a diferentes composições coloridas de imagens do satélite CBERS2 para a identificação e correção de possíveis imperfeições. Esse procedimento permitiu a obtenção de um mapa de rede drenagem em escala 1:100.000.

A análise morfométrica foi feita por meio da utilização de índices lineares e de superfícies que descrevem, respectivamente, o comportamento das drenagens e da superfície do terreno. A hierarquia fluvial da rede de drenagem foi determinada de acordo com a metodologia proposta por Strahler (1957), citada por Silveira (2001).

Inicialmente foram obtidas, por meio do uso de ferramentas do SIG ArcGIS 9.2, as seguintes variáveis da bacia do rio Indaiá e das suas nove “ottobacias”: área (A_b), perímetro (P_b), comprimento do canal principal (L), distância vetorial entre os pontos extremos do canal principal (dv), número total de canais (N_t), número de canais por ordem de ramificação (N_i), comprimento total dos canais (L_t), comprimento dos canais por ordem de ramificação (L_i), altitudes máxima e mínima da bacia e altitudes máxima e mínima dos cursos d’água. Os dados foram utilizados para o cálculo dos parâmetros morfométricos que caracterizam o padrão, a forma e o relevo da bacia, apresentados a seguir.

Padrão e Forma da Bacia

a) Relação de bifurcação (R_b): é a relação entre o número total de segmentos de uma certa ordem (N_u) e o número total dos de ordem imediatamente superior (N_{u+1}).

$$R_b = \frac{N_u}{N_{u+1}} \quad (3.6)$$

b) Relação entre o comprimento médio dos canais de cada ordem (RL_m): em uma determinada bacia, os comprimentos médios dos canais de cada ordem ordenam-se segundo uma série geométrica direta, cujo primeiro termo é o comprimento médio dos canais de primeira ordem (L_{m_u} , em km), e a razão é a relação entre os comprimentos médios:

$$RL_m = \frac{L_{m_u}}{L_{m_{u-1}}} \quad (3.7)$$

Sendo $L_{m_{u-1}}$ o comprimento médio dos canais da ordem imediatamente inferior, em km.

c) Densidade de drenagem (D_d): é dada pela relação entre o comprimento total de canais (L_t , em km) e a área da bacia (A_b , em km^2).

$$D_d = \frac{L_t}{A_b} \quad (3.8)$$

Esse parâmetro se relaciona diretamente com os processos climáticos atuantes na bacia, os quais influenciam o fornecimento e transporte de material detrítico ou indicam o grau de manipulação antrópica. Os valores elevados indicam áreas de pouca infiltração e melhor esculturação dos canais (Christofolletti, 1980).

d) Densidade hidrográfica (D_h): é dada pela relação entre o número total de canais (N_t) e a área da bacia (A_b , em km^2).

$$D_h = \frac{N_t}{A_b} \quad (3.9)$$

De acordo com Christofolletti (1980), esse parâmetro indica a capacidade da bacia em gerar novos cursos d'água.

e) Coeficiente de manutenção (C_m): é função da densidade de drenagem (D_d) e tem a finalidade de fornecer a área mínima necessária para a manutenção de um metro de canal de

escoamento. Segundo Schumm (1956), citado por Christofolletti (1980), o coeficiente de manutenção é um dos valores numéricos mais importantes para a caracterização do sistema de drenagem.

$$Cm = \left(\frac{1}{D_d} \right) \times 1000 \quad (3.10)$$

f) Extensão do percurso superficial (Eps): é também função da densidade de drenagem (D_d) e representa a distância média percorrida pelas águas pluviais.

$$Eps = \left(\frac{1}{2.D_d} \right) \times 1000 \quad (3.11)$$

g) Fator de forma (K_f): relaciona a forma da bacia com a de um retângulo, correspondendo à razão entre a largura média e o comprimento axial da bacia.

$$K_f = \frac{A_b}{L^2} \quad (3.12)$$

Sendo A_b a área da bacia, em km^2 , e L o comprimento do canal principal, em km.

O fator de forma é um índice indicativo da tendência para enchentes de uma bacia. Uma bacia com um fator de forma baixo é menos sujeita a enchentes que outra de mesmo tamanho, porém, com maior fator de forma. Isso se deve ao fato de que numa bacia estreita e longa, com fator de forma baixo, há menos possibilidade de ocorrência de chuvas intensas cobrindo simultaneamente toda sua extensão.

h) Coeficiente de compacidade (K_c): é a relação entre o perímetro da bacia (P_b , em km) e o perímetro de um círculo de área igual à da bacia.

$$K_c = \frac{0,28.P_b}{\sqrt{A}} \quad (3.13)$$

Esse coeficiente é um número adimensional que varia com a forma da bacia, independentemente do seu tamanho; quanto mais irregular for a bacia, tanto maior será o coeficiente de compacidade.

i) Razão de textura (T): relação entre o número total de segmentos de rios (N_t) e o perímetro da bacia (P_b , em km).

$$T = \frac{N_t}{P_b} \quad (3.14)$$

Esse parâmetro permite avaliar qualitativamente a capacidade de infiltração de água da bacia.

j) Índice de sinuosidade (I_s): relação entre o comprimento do canal principal (L , em km) e a distância vetorial entre os pontos extremos do canal principal (dv , em km).

$$I_s = \frac{L}{dv} \quad (3.15)$$

De acordo com Freitas (1952), para valores menores do que 1, o canal tende a ser retilíneo e para valores maiores do que 2, o canal é considerado sinuoso. Valores intermediários indicam formas transicionais, regulares e irregulares. A sinuosidade dos canais é influenciada pela carga de sedimentos, pela compartimentação litológica, pela estruturação geológica e pela declividade dos canais.

k) Índice de circularidade (I_c): é a relação existente entre a área da bacia (A_b , em km^2) e a área do círculo de mesmo perímetro (A_c , em km^2).

$$I_c = \frac{A_b}{A_c} \quad (3.16)$$

Características do Relevo

a) Gradiente dos canais (G_c , em %): é a relação entre o valor de altitude do ponto mais alto da bacia (H_{\max} , em m) e o comprimento do canal principal (L , em m). Esse parâmetro indica a declividade dos cursos d'água (Freitas, 1952).

$$G_c = \frac{H_{\max}}{L} \times 100 \quad (3.17)$$

b) Amplitude altimétrica (H): representa a diferença entre os valores de altitude do ponto mais alto (H_{\max} , em m) e do ponto mais baixo (H_{\min} , em m) da bacia.

$$H = H_{\max} - H_{\min} \quad (3.18)$$

c) Relação de relevo (R_r , em %): é a relação entre a amplitude altimétrica (H , em m) e o comprimento do canal principal (L , em m).

$$R_r = \frac{H}{L} \times 100 \quad (3.19)$$

Esse parâmetro indica a maior ou menor predisposição à instabilidade das encostas, do grau de evolução do relevo e da suscetibilidade à erosão dos solos da bacia.

d) Declividade média da bacia (s_b , em %): foi calculada a partir do mapa de declividade, com uso da ferramenta *Statistics* do ArcGIS 9.2.

e) Declividade média do talvegue principal (s , em %): foi calculada com base nas cartas planialtimétricas. Com a divisão do desnível da nascente até a foz do rio Indaiá pela sua distância se obteve esse parâmetro.

3.7 DADOS PLUVIOMÉTRICOS

3.7.1 PREENCHIMENTO DE FALHAS E ANÁLISE DE CONSISTÊNCIA DOS DADOS

Dos doze postos pluviométricos selecionados, observou-se que quase todos apresentavam falhas nos dados de, pelo menos, um ano das séries históricas de precipitação. Assim, foi realizado o preenchimento das falhas por meio da utilização do método de regressão linear simples, o qual consiste em correlacionar as precipitações do posto com falhas com as de um posto vizinho.

Após o preenchimento das falhas, procedeu-se a análise de consistência dos dados pela aplicação do método da Dupla Massa. Esse método consiste em selecionar os postos de uma região, acumular para cada um deles os valores mensais (ou anuais, se for o caso), e plotar num gráfico cartesiano os valores acumulados correspondentes ao posto a consistir (nas ordenadas) e os valores médios das precipitações mensais acumuladas em vários postos da região, adotados como *base de comparação* (nas abscissas). Se os valores do posto a consistir são proporcionais aos observados na base de comparação, os pontos deverão se alinhar segundo uma única reta. A declividade da reta determina o fator de proporcionalidade entre ambas as séries (Bertoni & Tucci, 2001).

3.7.2 ANÁLISE DA PRECIPITAÇÃO AO LONGO DO TEMPO

O estudo da variação da precipitação com o tempo foi realizado por meio de gráficos que apresentam dados de precipitação total anual com o tempo e as respectivas linhas de tendência dos períodos analisados.

Algumas séries de dados diários de precipitação, para diferentes períodos, também foram avaliados com o objetivo de identificar as chuvas que produzem escoamento de pico, o que permitiu a obtenção de hidrogramas.

O valor da precipitação média da bacia foi calculado por meio da utilização do método de polígonos de Thiessen. Para tal, foram considerados os 12 postos selecionados.

3.8 DADOS FLUVIOSEDIMENTOMÉTRICOS

A operação das estações sedimentométricas da CEMIG consiste na coleta, pelo observador, de amostra diária de concentração de material em suspensão no período chuvoso, e quinzenal no período seco. A estimativa da descarga sólida é realizada mensalmente pelo hidrometista com coleta do material do leito (Castilho, 1998). Para o cálculo da descarga sólida em suspensão diária, a CEMIG utilizou a seguinte equação:

$$Q_{ss} = 0,0864 \times C \times Q_L \quad (3.20)$$

Sendo:

Q_{ss} - descarga sólida em suspensão diária (t/dia);

C - Concentração média diária (mg/l);

Q_L - descarga líquida média diária (m^3/s);

0,0864 - fator de ajuste para as unidades utilizadas.

O cálculo da descarga sólida total foi realizado pela utilização do Método Simplificado de Colby, apresentado em Castilho (1998).

Os resultados das medições de descargas sólidas e líquidas da estação Porto Indaiá foram inicialmente analisados para a detecção de erros grosseiros e homogeneização das informações. Os dados permitiram o traçado de curvas-chave, que relacionam a vazão líquida com a vazão sólida, e a determinação das equações correspondentes.

Foram traçadas curvas-chave de sedimentos em suspensão e total considerando todo o período analisado, como também períodos de quatro anos, divididos em sequência cronológica. Os períodos analisados foram os seguintes: 1978/1981, 1982/1985, 1986/1989, 1990/1993, 1994/1997 e 1998/2001. A partir da equação da curva-chave de sedimentos total obtida para o período de 1978 a 2001 e dos valores de descargas líquidas médias, foram obtidas as descargas sólidas médias e os deflúvios sólidos anuais da bacia.

A variação média anual das descargas sólidas em suspensão foi analisada por meio da plotagem dos dados de transporte de sedimentos com o tempo.

Para uma análise com relação ao tempo e ao volume de água acumulado foram obtidas algumas variáveis com base nos valores das vazões líquidas e/ou sólidas observadas no período analisado. Foram então definidos os coeficientes α , M_p , Q_p e β_p , cujas equações estão apresentadas a seguir:

O coeficiente alfa (α) foi determinado pela relação entre a vazão sólida (Q_{ss} , em t/dia) e a vazão líquida (Q , em m^3/s).

$$\alpha = \frac{\Delta Q_{ss}}{\Delta Q} \quad (3.21)$$

O volume de água do período (Q_p , em Gm^3) foi estimada como a média entre as vazões líquidas inicial (Q_i , em m^3/s) e final (Q_f , em m^3/s) do período, multiplicada pelo tempo de duração do mesmo (t , em s).

$$Q_p = \frac{(Q_i + Q_f)}{2} \times t \quad (3.22)$$

A capacidade de transporte da vazão do período (β_p , em t/m^3) foi determinada como a relação entre a massa de sedimentos transportada no período (M_p) e o volume de água do período (Q_p).

$$\beta_p = \frac{M_p}{Q_p} \quad (3.23)$$

A produção específica média de sedimentos, para o período de um ano, foi calculada pela utilização da seguinte equação:

$$PS = \frac{365 \times Q_{sm}}{A_D} \quad (3.24)$$

Sendo:

PS - produção de sedimentos, em $t/km^2 \cdot ano$;

Q_{sm} - descarga s33lida m33dia anual, em t/dia;

A_D - 33rea de drenagem da bacia at33 a esta33o, em km².

Para os dados da esta33o Porto Indai33 admitiu-se a descarga s33lida m33dia anual, Q_{sm} , como a m33dia das descargas medidas em um ano. Esse procedimento foi tamb33m utilizado por Eletrobr33s (1991) para o c33lculo da produ33o espec33fica de sedimentos.

3.8.1 EVOLU33O DA PRODU33O DE SEDIMENTOS NA BACIA DO RIO INDAI33

33 do conhecimento t33cnico que a produ33o de sedimentos aumenta com o aumento das atividades antr33picas que produzem modifica33es no uso do solo. Considerando que existem dados dispon33veis de transporte de sedimentos desde o ano de 1978, procurou-se verificar a evolu33o da produ33o de sedimentos ao longo do tempo.

A avalia33o da produ33o de sedimentos da bacia foi feita pelo tra33ado de diagramas de massa, usando os valores acumulados ano a ano da produ33o de sedimentos em fun33o das descargas l33quidas correspondentes acumuladas. Isso possibilitou a obten33o das taxas de varia33o do transporte de sedimentos para a esta33o Porto Indai33. Essa metodologia tamb33m foi utilizada por Carvalho (2008) para avaliar a evolu33o da produ33o de sedimentos em v33rias sub-bacias do rio S33o Francisco.

A taxa de varia33o E_c do transporte de sedimentos pode ser obtida a partir dos valores de descargas s33lidas (Q_s) e de vaz33es (Q) correspondentes a valores iniciais e finais de cada per33odo, como segue:

$$r_1 = \frac{Q_{s1} + Q_{s2} + \dots}{Q_1 + Q_2 + \dots} \quad (3.25)$$

$$r_2 = \frac{Q_{s1} + Q_{s2} + \dots}{Q_1 + Q_2 + \dots} \quad (3.26)$$

$$E_c = \frac{r_2 - r_1}{r_1} \quad (3.27)$$

O valor de E_c representa o aumento no período total, sendo a taxa anual B calculada pela seguinte equação, em que n é o número de anos em estudo:

$$(1 + B)^n = 1,0.(E_c) \quad (3.28)$$

3.9 AVALIAÇÕES QUALITATIVAS DE PREVISÃO DE EROSÃO

3.9.1 EROSÃO LAMINAR

O mapeamento das áreas de suscetibilidade à erosão laminar foi realizado com base na metodologia apresentada por IPT (1990), que considera a erodibilidade dos solos e a declividade das encostas fatores determinantes na definição das classes de suscetibilidade, entretanto, a classificação dos diferentes condicionantes erosivos foi realizada em ordem crescente de potencialidade erosiva e não em ordem decrescente, como sugerido por IPT (1990).

Inicialmente foi realizada uma avaliação preliminar do potencial atual à erosão laminar com o objetivo de selecionar as áreas para coleta de amostras de solo para os ensaios de caracterização física e de medidas de atividade do ^{137}Cs . Para essa avaliação, o mapa de erodibilidade foi elaborado com base nos índices de erodibilidade sugeridos por Bertoni & Lombardi Neto (1985) para as unidades pedológicas observadas na bacia (Tabela 3.4).

A integração dos dados de erodibilidade com os de declividade foi feita por uma operação matricial, relacionando as quatro classes de declividade (0 a 6%, 6 a 12%, 12 a 20% e >20%) com as cinco classes de erodibilidade, como é mostrado na Tabela 3.5.

Foram assim definidas cinco classes de suscetibilidade do meio físico à erosão laminar:

- Classe I: pouco a não suscetível;
- Classe II: pouco suscetível;
- Classe III: moderadamente suscetível;
- Classe IV: muito suscetível;
- Classe V: extremamente suscetível.

Tabela 3.4 - Classes de erodibilidade dos solos observados na bacia do rio Indaiá.

Classes de erodibilidade	Unidades Pedológicas
I – Baixa	Latossolo Vermelho-Amarelo de textura argilosa e Latossolo Vermelho-Escuro de textura argilosa
II – Média baixa	Latossolo Vermelho-Amarelo de textura média e Latossolo Vermelho-Escuro de textura média
III - Média alta	Argissolo Vermelho-Amarelo de textura argilosa
IV – Alta	Neossolos litólicos de textura argilosa
V - Muito alta	Cambissolos e Neossolos Litólicos de textura argilosa/média

Tabela 3.5 - Critério adotado na definição das classes de suscetibilidade à erosão laminar, por meio da relação erodibilidade x declividade (Modificado - IPT, 1990).

		Declividade (%)			
		I (0 a 6)	II (6 a 12)	III (12 a 20)	IV (>20)
Erodibilidade	I – Baixa	I	I	II	II
	II - Média baixa	I	II	II	III
	III - Média alta	II	III	III	IV
	IV – Alta	III	IV	IV	V
	V - Muito alta	IV	IV	V	V

O mapa resultante foi comparado com o mapa de comprimento de rampa da área, cuja metodologia para sua obtenção será apresentada mais adiante.

Com o objetivo de considerar a grande influência exercida pela ação antrópica na erosão laminar, por meio das formas de uso e cobertura do solo, foi realizada uma operação matricial entre o mapa de suscetibilidade à erosão laminar e o mapa de uso e cobertura do solo obtido para o ano de 2005. Para tal, as unidades de uso e cobertura do solo presentes na bacia foram reagrupadas, tomando-se como critério o porte da cobertura vegetal e o tipo de proteção que esta fornece ao solo (Salomão, 1999), sendo definidas cinco classes: I – Corpos d’água, II – Vegetação densa, III – Vegetação pouco densa, IV – Vegetação rala, e V – Solo exposto. A seguir são apresentadas as principais unidades de uso e cobertura do solo que foram agrupadas em cada uma dessas classes.

I – Corpos d’água: espelhos d’água e várzeas, cujo potencial erosivo pode ser considerado nulo;

II – Vegetação densa: cobertura vegetal de porte alto a médio, com atividade antrópica muito reduzida. Nessa classe foram agrupadas as unidades cerradão, cerrado e mata ciliar;

III – Vegetação pouco densa: cobertura vegetal de baixo a médio porte, com atividade antrópica reduzida. Foi considerado o campo sujo de cerrado;

IV – Vegetação rala: cobertura vegetal de baixo e médio porte, com atividade antrópica moderada. Nessa classe foram agrupadas as unidades pastagem, pastagem com campo sujo de cerrado e área agrícola;

V – Solo exposto: predominância de solo exposto e algumas ocorrências de cobertura vegetal de baixo porte.

A reclassificação do cruzamento matricial entre as classes de suscetibilidade do meio físico e as de uso e cobertura do solo foi feita de acordo com a Tabela 3.6, o que permitiu a geração de um mapa preliminar com três classes de potencial atual à erosão laminar: I (baixo potencial); II (médio potencial); e III (alto potencial).

Tabela 3.6 - Matriz de definição das classes de potencial atual à erosão laminar (IPT, 1990).

		Classes de ocupação atual das terras				
		I	II	III	IV	V
Classes de suscetibilidade do meio físico à erosão laminar	I	I	I	I	I	I
	II	I	I	I	I	II
	III	I	I	II	II	II
	IV	I	I	II	II	III
	V	II	II	III	III	III

Na aplicação dessa metodologia, a caracterização climática mostrou-se desnecessária, tendo em vista a homogeneidade da distribuição pluviométrica observada na área objeto.

O mapa final de potencial atual à erosão laminar foi obtido após a coleta das amostras de solo no campo e a realização dos ensaios de caracterização física, que permitiu o cálculo da erodibilidade para as unidades de solo presentes na bacia. Para tal, foi utilizada a Equação 2.15, proposta por Lima *et al.* (1990). O mapa de erodibilidade foi elaborado com base nos índices de erodibilidade, cujos intervalos foram relativizados para uma escala de 0 a 10, sendo ponderadas e definidas as seguintes classes: I (0,0 a 2,0), II (2,1 a 4,0), III (4,1 a 6,0), IV (6,1 a 8,0) e V (8,1 a 10,0).

3.9.2 EROSÃO LINEAR

Para a avaliação da erosão linear, foram inicialmente identificadas na bacia as ocorrências de feições erosivas lineares de médio e grande porte (ravinas e voçorocas), durante as visitas de campo. Os pontos de ocorrência desse fenômeno foram georreferenciados e plotados sobre os mapas geológico e pedológico e a carta de declividade, com o objetivo de obter correlações entre os dados. Tal procedimento serviu como “balizador” da metodologia apresentada por Campagnoli (2002), que, em seguida, foi utilizada para a identificação das áreas de potencial atual à erosão linear.

A classificação das unidades pedológicas foi realizada com base na textura dos solos e na espessura das camadas. Por essa abordagem, os solos argilosos e rasos são classificados como I, enquanto os solos arenosos e profundos são classificados como V, sendo os solos que apresentam características intermediárias classificados com valores entre II e IV.

Na classificação das unidades geológicas foram levadas em consideração a litologia das rochas e a sua estrutura. Em geral, quanto maior a permeabilidade e o volume de espaços vazios no litotipo, maior será a facilidade de desagregação. Na Tabela 3.7 são apresentadas as cinco classes de potencial à erosão linear dos solos e das rochas encontrados na bacia do rio Indaiá.

Inicialmente foi obtido o mapa de unidades geopedológicas (Figura 3.15), por meio de operação matricial entre as classes geológicas e pedológicas da área de estudo, conforme apresentado no item 2.8.1.3.

Foram identificadas as seguintes classes de unidades geopedológicas na bacia:

- I - Baixo potencial (1,5% da área);
- II - Médio-baixo potencial (62,0% da área);
- III - Médio-alto potencial (36,0% da área);
- IV - Alto potencial (0,5% da área).

O mapa de suscetibilidade do meio físico à erosão linear foi obtido pelo cruzamento matricial entre o mapa de unidades geopedológicas e o de declividade.

Tabela 3.7 - Classes de potencial à erosão linear dos solos e das rochas da bacia do rio Indaiá.

Classes de potencial à erosão linear	Unidades Pedológicas	Unidades Geológicas
1 - Baixa	Cambissolo e Neossolo Litólico	K2mc: Mata da Corda – tufo lapilítico
2 - Média baixa	Latossolo Vermelho-Escuro de textura argilosa	NP2sh: Serra de Santa Helena – folhelho e siltito.
3 - Média alta	Argissolo Vermelho-Amarelo de textura argilosa/média e Latossolo Vermelho-Amarelo de textura argilosa	NP2bp: Paraopeba – arcóseo, argilito, calcarenito, dolomito, folhelho, marga, ritmito e siltito
4 - Alta	Latossolo Vermelho-Amarelo de textura média	NP2ss: Serra da Saudade - arenito, argilito e siltito; NP3tm: Três Marias - arcóseo, argilito e siltito; K1a: Areado - arenito, conglomerado, folhelho e siltito; NQdl: Coberturas detrito-lateríticas ferruginosas - aglomerado, areia, argila e laterita; ENdl: Coberturas detrito-lateríticas com concreções ferruginosas - areia, argila, laterita e cascalho
5 - Muito alta	-	K2mc: Mata da Corda – arenito

Por fim, o mapa de potencial atual à erosão linear foi obtido após a realização de operações matriciais entre o mapa de classes de suscetibilidade à erosão linear e o de uso e cobertura do solo. Esse mapa foi então comparado com o de ocorrências de feições erosivas e, a partir daí, foram realizados alguns ajustes na reclassificação das unidades geológicas que se apresentavam em desacordo com o observado no campo. Isso ocorreu pelo fato das cartas geológicas utilizadas nesse trabalho se encontrarem em escala 1:250.000 e 1:1000.000, apresentando, em alguns casos, litologias com características muito diferentes para uma mesma unidade geológica.

3.10 MODELOS QUANTITATIVOS DE PREVISÃO DE EROSÃO

3.10.1 DETERMINAÇÃO DA PERDA DE SOLO PELO MÉTODO DO ^{137}CS

Na determinação das perdas de solo por erosão pelo método do céσιο, foram utilizados dois modelos largamente conhecidos: o proporcional (Walling & He, 1999), e o de balanço de massas simplificado (Nouira *et al.*, 2003). Isso foi realizado com o objetivo de verificar qual desses modelos apresenta resultados mais próximos dos obtidos pelos outros modelos quantitativos discutidos no item anterior. As equações 3.29 e 3.30 representam o modelo proporcional e o modelo de balanço de massas simplificado, respectivamente.

$$Y = \frac{10 \times \rho \times d \times X}{100 \times T \times p} \quad (3.29)$$

$$Y = 10 \times \rho \times d \times \left[1 - \left(1 - \frac{X}{100} \right)^{\frac{1}{T-1964}} \right] \quad (3.30)$$

Sendo:

Y - perda média anual de solo, em t/ha.ano;

ρ - massa específica do solo, em kg/m^3 ;

X - redução percentual no inventário total de ^{137}Cs definido de acordo com a equação 3.32;

d - profundidade da camada de cultivo, em m;

T - tempo decorrido desde o início da deposição de ^{137}Cs até o ano em que foram coletadas as amostras. O tempo inicial foi o último ano da maior *fallout*, 1964, em ano;

p - fator de correção de tamanho de partículas para posição com perda de solo.

Para ambos os modelos, o valor de X é obtido pela seguinte relação:

$$X = \left(\frac{A_{cs} - A_{ref}}{A_{ref}} \right) \times 100 \quad (3.31)$$

Sendo:

A_{ref} - inventário de ^{137}Cs na amostra de referência, em Bq/m^2 ;

A_{cs} - inventário de ^{137}Cs na amostra analisada, em Bq/m^2 .

Quando o inventário de ^{137}Cs para um ponto de amostragem for maior do que o inventário de referencia local A_{ref} , considera-se que houve deposição de sedimento.

O valor de p reflete a composição do tamanho de grão do sedimento mobilizado e do solo original. Como o sedimento mobilizado é usualmente enriquecido em partículas finas quando comparado com o solo original, o fator p assume valores maiores do que 1,0 devido à forte afinidade de ^{137}Cs com as partículas finas do solo. Quando esse fator refere-se a sedimentos depositados, o seu valor é menor que 1,0 devido à deficiência na fração fina quando comparado com o sedimento móvel.

Para estimar o valor de p são necessárias informações sobre a distribuição de tamanho de grãos do solo original, do sedimento mobilizado e do sedimento depositado. Segundo He & Walling (1996), citado por Andrello (2004), o valor de p pode ser determinado pelo conhecimento da área da superfície específica dos grãos. Sendo S_{sm} (m^2/g) a área da superfície específica do sedimento mobilizado, e S_{so} (m^2/g) a área do solo original, então p é dado pela seguinte equação:

$$p = \left(\frac{S_{sm}}{S_{so}} \right) \times v \quad (3.32)$$

Sendo v uma constante com valor aproximado de 0,65.

3.10.2 EQUAÇÃO UNIVERSAL DE PERDA DE SOLO - EUPS

A seguir é apresentado o procedimento metodológico empregado para a obtenção dos diferentes atributos da Equação Universal de Perda de Solo.

3.10.2.1 Erosividade da chuva (R)

A erosividade da chuva foi determinada pelo emprego da equação de Marques *et al.* (1998), desenvolvida para a região de Sete Lagoas, MG, e apresentada na Equação 2.12. O uso dessa Equação se deveu ao fato da região de Sete Lagoas ser a mais próxima da bacia do rio Indaiá

que possui estudos relacionados à erosividade da chuva. A Equação de Marques *et al.* (1998) também foi empregada por Mello *et al.* (2007) para estimar a erosividade da região do Alto São Francisco.

Foram obtidos valores de erosividade média anual para cada uma das doze estações pluviométricas consideradas no estudo. Em seguida, foram calculados os valores de erosividade mês a mês, para cada estação, por meio da relação apresentada na Equação 2.13. Esse procedimento permitiu a obtenção dos valores anuais de erosividade da bacia. A matriz regular que representa a variação espacial da erosividade na região foi realizada com o auxílio do método de interpolação “Spline”, disponível no SIG ArcGIS 9.2.

3.10.2.2 Erodibilidade do solo (K)

Para a estimativa da erodibilidade do solo (K), foram utilizadas as equações propostas por Wischmeier *et al.* (1971) e por Lima *et al.* (1990), apresentadas nas equações 2.14 e 2.15, respectivamente, com o intuito de observar a influência dos fatores gerados por essas duas equações nos valores de perda de solo.

A equação de Wischmeier *et al.* (1971) foi selecionada por dois motivos: primeiro por ser a equação mais utilizada mundialmente e, segundo, por ter sido a que apresentou os valores de erodibilidade mais próximos dos medidos em campo, quando comparada a outros sete métodos de estimativa de K , de acordo com estudos realizados por Correchel (2003).

A seleção da equação de Lima *et al.* (1990) se deveu ao fato dessa equação ter sido adaptada para melhor se ajustar aos latossolos da região de Lavras-MG, localizada próximo à área de estudo. Esses latossolos possuem características semelhantes aos encontrados na bacia do rio Indaiá, como, por exemplo, um elevado grau de flocculação.

3.10.2.3 Fator topográfico (LS)

O fator de comprimento de rampa (L) foi determinado pelo emprego do algoritmo de Desmet & Govers (1996), que usa o conceito de contribuição de área (Equação 2.12). Optou-se pela

utilização desse algoritmo por dois motivos: o primeiro foi a dificuldade de obtenção dos comprimentos das vertentes pelo método tradicional, já que a bacia do rio Indaiá possui uma área relativamente grande; e o segundo foi que, quando comparados os resultados calculados por esse algoritmo com os calculados pela equação apresentada por Wischmeier & Smith (1978), para pontos específicos da bacia, observou-se valores muito próximos.

Para cada *pixel* calculou-se a declividade, a direção de fluxo e a quantidade de fluxo que se acumulou à montante dele.

O fluxo acumulado foi obtido em função da direção do fluxo, que, por sua vez, foi alcançado a partir do MDT, pelo uso da ferramenta *flow direction* do ArcGIS 9.2. A direção do fluxo de uma célula central é escolhida de oito direções distintas (Figura 3.16). Por exemplo, se a direção do fluxo é para oeste, ela será codificada como 16, para norte, 64, para sudeste, 2, e assim por diante.

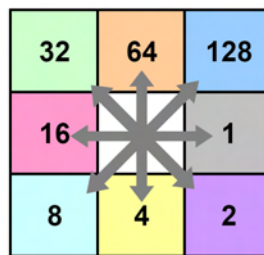


Figura 3.16 - Direção do fluxo na grade de células.

Como a direção do fluxo da célula central de uma matriz 3 x 3 do programa ArcGIS 9.2 ocorre em oito direções, com variação de 45°, empregou-se o mapa de direção de fluxo para determinar $x_{i,j}$. As direções codificadas por 1, 4, 16 e 64 (paralelas ao lado do quadrado) obtiveram valores de $x_{i,j}$ iguais a 1 ($\cos 0^\circ = 1$), e as direções 2, 8, 32 e 128 (na diagonal do quadrado), valores iguais a 1,41 ($\cos 45^\circ = \sqrt{2}$).

O tamanho da célula (D) foi de 90 m, equivalente ao tamanho da célula do MDT utilizado. A área de contribuição ($A_{i,j-in}$) foi determinada pelo produto do fluxo acumulado com a área de cada célula (8.100 m²).

O cálculo do fator de declividade (S) foi realizado segundo a Equação 2.13, apresentada por Wischmeier & Smith (1978).

3.10.2.4 Fator de uso e manejo do solo (C) e sua calibração

Como citado no capítulo anterior, vários pesquisadores, brasileiros e estrangeiros, propuseram valores de C para diferentes tipos de uso e manejo do solo com base em estudos realizados em uma determinada bacia hidrográfica. No entanto, nem sempre esses valores se ajustam a bacias que apresentam condições físicas e/ou climáticas diferentes das daquelas analisadas para a obtenção dos valores de C.

Por outro lado, se a bacia em estudo dispuser de dados confiáveis de medição de descarga sólida na rede hidrográfica, é possível realizar uma calibração do fator C a partir da comparação entre os valores de produção de sedimentos medidos na estação sedimentométrica e o produto dos fatores da EUPS que mais se modificam ao longo do tempo. Esses fatores são a erosividade da chuva, que possui uma grande variação espaço-temporal na bacia, o uso e manejo do solo e as práticas conservacionistas adotadas pelo homem. Devido ao longo tempo necessário para que ocorram mudanças significativas nas características pedológicas e geomorfológicas da bacia, foi considerado que os fatores erodibilidade do solo, declividade das encostas e comprimento de rampa permaneceram constantes durante o período analisado.

No caso da bacia do rio Indaiá, além dos dados de vazão sólida medidos na estação Porto Indaiá, ainda existem, em alguns pontos, valores de perda de solo determinados pela aplicação do método do céσιο, o que torna factível a realização de uma calibração dos valores do fator C para as diferentes classes de uso e cobertura do solo existentes na bacia. Assim, com o objetivo de calibrar os valores do fator C para a bacia do rio Indaiá foram adotados os procedimentos apresentados a seguir.

Inicialmente foi realizada uma interpolação dos valores das percentagens de ocorrência das unidades de uso e cobertura do solo para os anos intermediários aos de 1981, 1990, 2000 e 2005, para os quais se tem mapeamento de uso do solo. Tal procedimento foi adotado com o objetivo de se obter uma amostra mais representativa de dados, já que existem dados de produção de sedimentos, obtidos a partir das medições de descarga sólida, para uma série de 28 anos (de 1978 a 2005). Foram então obtidos valores de percentagens de classes de uso e cobertura do solo para o período de 1978 a 2005.

Em relação aos valores do fator C para cada classe de uso e cobertura do solo, inicialmente foram adotados os apresentados por Bertoni & Lombardi Neto (1985) e por Stein *et al.* (1987), apresentados no Capítulo 2 (item 2.8.2.1). Para o fator P adotou-se o valor de 1 para toda a bacia, uma vez que durante as visitas de campo não se observou a adoção de nenhum tipo de prática conservacionista.

Para cada ano da série (1978 a 2005) foi determinado um C médio ponderado, calculado em função das percentagens de ocorrência de cada classe de uso e cobertura e de seus respectivos valores de C. Os primeiros valores de C considerados no trabalho receberam a denominação de C1. Foi então determinado, para cada ano, o produto entre o C1 médio e a erosividade anual da bacia (R), cujos valores foram obtidos a partir das médias de erosividade anual calculadas para cada uma das doze estações pluviométricas localizadas próximo à área de estudo.

Os valores anuais do produto C1 x R foram plotados num gráfico em função dos valores anuais de produção específica de sedimentos para a identificação da correlação existente entre as duas variáveis. No entanto, a primeira correlação apresentou um coeficiente pouco satisfatório. Assim, tornou-se necessário realizar uma alteração dos valores do fator C1 para as unidades de uso e cobertura do solo que não apresentavam um valor bem consolidado na literatura (alta variação entre os valores de C obtidos por diferentes pesquisadores) e que poderiam causar um maior impacto na produção de sedimentos.

Foram modificados os valores de C1 para as seguintes classes: área agrícola, pastagem com campo sujo de cerrado, pastagem com solo exposto e solo exposto. Para tal, tomou-se o cuidado de não utilizar valores fora da faixa de variação de máximo e mínimo apresentada na literatura para essas classes. Esse procedimento deu origem ao segundo grupo de dados de C, aqui denominado de C2.

Posteriormente, tendo como base os valores de perda de solo determinados pela aplicação do método do césio foi realizado um ajuste dos valores de C2. Esse terceiro e último grupo foi denominado de C3 e é o que apresenta o melhor ajuste entre o produto do C médio e a erosividade com a produção específica de sedimentos para a amostra de anos estudada.

3.10.3 MODIFICAÇÃO DA EQUAÇÃO UNIVERSAL DE PERDA DE SOLO - MEUPS

3.10.3.1 Seleção dos eventos chuvosos

Para a seleção dos eventos chuvosos diários a serem simulados no modelo, foram analisados os dados das séries históricas de precipitação dos doze postos localizados próximos à bacia, bem como os dados de vazão e de transporte de sedimentos obtidos na estação fluviossedimentométrica Porto Indaiá. Nesse sentido, foram escolhidos os eventos que apresentaram os hidrogramas mais bem definidos dentro do período correspondente aos anos de 1981 a 2005, para o qual existe mapeamento de uso do solo e cujos fatores CP já haviam sido calibrados. Dessa forma, foram selecionados os anos de 1982, 1983, 1989, 1990, 1991, 1992, 1999, 2000, 2001, 2003 e 2005. No total foram selecionados dezessete eventos chuvosos.

3.10.3.2 Modelo de escoamento superficial (Q) e calibração do fator CN

O escoamento superficial é composto de um modelo hidrológico complexo, em que há diversas variáveis a serem levantadas. Essas variáveis seguem a sistemática já citada no item 2.8.2.2 deste trabalho.

O cálculo da precipitação efetiva (ER) que gera o escoamento superficial (Q), para cada um dos eventos dos anos selecionados, foi realizado de acordo com a Equação 2.27. Essa equação calcula a precipitação efetiva (ER, em mm) em função da precipitação (I_p , em mm) em cada evento, tendo como coeficiente de escoamento o valor da Curva-Número, adimensional (CN, 0-100), e um fator de abstração (S_a , adimensional).

Para os diferentes cenários de uso e cobertura do solo, o cálculo da precipitação efetiva gerada em cada um dos eventos chuvosos diários, para os anos selecionados, requereu primeiramente a calibração dos fatores CN, usando 17 hidrogramas observados bem definidos (sem superposição), depois de retirados os escoamentos de base, de acordo com o método de Linsley *et al.* (1982). Na Figura 3.17, é mostrado um desses hidrogramas usados na calibração de CN para a bacia.

Assim, os escoamentos diretos (Q) dos hidrogramas selecionados e suas correspondentes precipitações abatidas (I_p) foram usados para calibrar os fatores CN para a bacia, por meio de solução iterativa das equações 2.27 e 2.28 apresentadas no Capítulo 2.

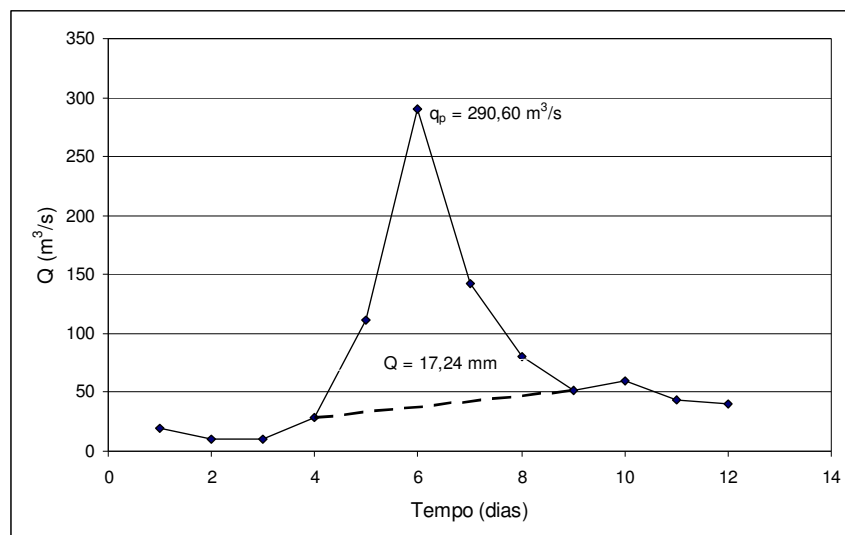


Figura 3.17 - Hidrograma da série de vazões observadas entre os dias 01/01/1991 e 12/01/1991, utilizado para a calibração do valor da Curva-Número da bacia do rio Indaiá.

Para cada evento, os valores de I_p (mm) usados na calibração foram determinados pelo cálculo das médias ponderadas, considerando as áreas de influência de cada posto obtidas pelo método de Thiessen.

3.10.3.3 Fatores K, L, S e CP

Os valores dos fatores de erodibilidade do solo (K), de comprimento de rampa (L), de declividade (S) e de uso e manejo do solo e práticas conservacionistas (CP) utilizados para o cálculo do aporte de sedimentos na estação Porto Indaiá foram os mesmos adotados na Equação Universal de Perda de Solos.

Como o valor resultante da aplicação da MEUPS representa o aporte de sedimentos num determinado ponto da bacia, não sendo os valores apresentados de forma espacializada como na EUPS, tornou-se necessária a obtenção dos valores médios ponderados dos fatores K , L , S e CP para toda a área da bacia que drena até a estação Porto Indaiá. O volume de escoamento superficial total (Q) e a vazão de pico do hidrograma resultante (q_p) foram estimados para cada um dos dezessete eventos analisados.

3.10.4 MODELO MORGAN-MORGAN-FINNEY - MMF

3.10.4.1 Dados de precipitação

Os dados de precipitação utilizados no modelo MMF foram obtidos a partir das séries históricas pluviométricas das 12 estações selecionadas para o estudo. Foram calculadas as médias dos valores de chuva total anual e do número de dias chuvosos no ano. Em seguida, pela interpolação dos dados obtidos para cada posto, foram gerados os mapas de precipitação média anual e de número de dias chuvosos, ambos em formato *raster*. A Tabela 3.8 apresenta os dados de precipitação utilizados no modelo.

Para a intensidade de chuva erosiva foi considerado o valor típico de 25mm/h para climas tropicais, proposto por Morgan (2001).

Tabela 3.8 - Principais características dos postos pluviométricos utilizados no estudo.

Código	Estação	Precipitação	
		Nº. de dias chuvosos	Precipitação média anual (mm)
01845002	Fazenda São Félix	83	1364
01845004	Lagos do Gouveia	110	1534
01845014	Tiros	105	1583
01845022	Porto Indaiá	114	1402
01845030	Paineiras	104	1409
01945002	Barra do Funchal	115	1532
01945013	Matutina	121	1533
01945035	Abaeté	95	1377
01945041	Estrela do Indaiá	112	1487
01946000	Tapiraí Jusante	110	1818
01946009	São Gotardo	117	1533
01946010	Pratinha	108	1714

3.10.4.2 Parâmetros do solo

A avaliação da massa específica seca do solo, nesse modelo denominada de *BD*, foi realizada de acordo com o apresentado no item 3.4.1 deste capítulo.

Os parâmetros MS (teor de umidade do solo à capacidade de campo), K (erodibilidade do solo) e Z (resistência do solo ao transporte pela água) utilizados foram os propostos por Morgan (2001). O autor apresenta uma gama de valores para os parâmetros de solo, que variam de acordo com a sua textura. Na Tabela 3.9, podem ser observados os parâmetros BD, MS, K e Z utilizados neste trabalho.

Tabela 3.9 - Parâmetros dos solos utilizados no modelo.

Tipo de Solo	BD (t/m ³)	MS (%w/w)	K (g/J)	Z kPa ⁻¹
Argissolo Vermelho-Amarelo text. franco-argilo-arenosa	1,52	0,19	0,1	0,67
Cambissolo text. franco-argilo-siltosa	1,3	0,4	0,7	0,2
Latosolos Vermelho-Amarelo e Vermelho-Escuro text. argilosa	1,2	0,4	0,36	0,18
Latosolo Vermelho-Amarelo text. franco-argilo-arenosa	1,5	0,21	0,1	0,67
Latosolo Vermelho-Escuro text. areia franca	1,2	0,14	0,3	1
Latosolo vermelho-escuro text. franco-argilo-arenosa	1,34	0,26	0,4	0,8
Neossolo litólico text. franco-argilo-siltosa	1,27	0,35	0,68	0,22

3.10.4.3 Parâmetros de uso e cobertura do solo

Os parâmetros de uso e cobertura do solo foram obtidos do trabalho apresentado por Vigiak *et al.* (2006), com exceção dos valores do fator C , que foram os mesmos utilizados na EUPS, cuja metodologia para obtenção se encontra no item 3.10.2.4. Na Tabela 3.10, são apresentados os fatores de interceptação ($1-A$), de uso e manejo do solo (C), de cobertura do dossel (CC) e de cobertura do terreno (GC), bem como os valores de alturas das plantas (PH), de profundidade hidrológica efetiva do solo (EHD) e da razão entre a evapotranspiração real e a potencial (Et/Eo).

Tabela 3.10 - Fatores de uso e cobertura do solo utilizados no modelo.

Uso do Solo	(1-A)	CC	GC	PH	Et/Eo	EHD	C
Área agrícola	0,84	0,3	0,49	1,3	0,85	0,12	0,2
Campo sujo de cerrado	0,75	0,25	0,6	3	0,8	0,15	0,01
Cerradão e Mata Atlântica	0,7	0,67	0,89	25	1	0,2	0,0007
Cerrado	0,7	0,67	0,89	5	0,9	0,2	0,001
Mata ciliar	0,7	0,6	0,8	5	0,9	0,2	0,001
Pastagem	0,85	0,16	0,56	0,08	0,75	0,12	0,01
Past com campo sujo	0,8	0,2	0,6	2	0,7	0,14	0,01
Pastagem com solo exposto	0,9	0,1	0,28	0,04	0,7	0,1	0,05
Solo exposto	1	0	0	0	1	0,07	1

4. ASPECTOS FÍSICOS E ECONÔMICOS DA ÁREA DE ESTUDO

4.1. RIO INDAIÁ

O rio Indaiá possui um comprimento de 262 km e é um dos principais afluentes do rio São Francisco em Minas Gerais, que, em conjunto com os rios Abaeté, Borrachudo, Pará e Paraopeba, forma a bacia do alto São Francisco que drena até a Usina Hidrelétrica Três Marias, cuja operação está sob o controle da CEMIG (Companhia Energética de Minas Gerais).

O Indaiá nasce na cota 1.165 m, próximo à localidade de Cachoeirinha, no município de Córrego Danta, em pleno domínio da Serra da Saudade, unidade geomorfológica onde todo o seu curso está encaixado. Durante o seu percurso, cruza a BR-262, indo desaguar no reservatório de Três Marias, pela margem esquerda. Apresenta uma declividade média de 0,88 m/m e, em ambas as margens, possui um grande número de pequenos afluentes, dos quais os mais importantes são os rios Funchal e Indaiazinho, que deságuam na sua margem esquerda.

4.2. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS

A região apresenta altas taxas pluviométricas, com valores que podem variar entre 1.150 e 1.450 mm anuais. O regime pluviométrico é típico das regiões de clima tropical, com a ocorrência dos valores mensais máximos no período do verão e dos mínimos no inverno. O trimestre mais chuvoso contribui com cerca de 55 a 60% do total anual precipitado, correspondendo aos meses de novembro, dezembro e janeiro. O trimestre mais seco, que corresponde aos meses de junho, julho e agosto, contribui com menos de 5% da precipitação anual.

São encontradas na região duas tipologias climáticas, de acordo com a classificação de Wladimir Köppen:

- Cwa - clima temperado brando com verão quente (temperatura média do mês mais quente superior a 22 °C) e inverno brando (temperatura média do mês mais frio inferior a 18°C); a estação seca coincide com o inverno.
- Aw - clima tropical chuvoso, quente e úmido, com inverno seco e verão chuvoso. A temperatura média do mês mais frio é sempre superior a 18 °C. Esse tipo climático ocorre nas latitudes mais baixas da bacia, entre 18° e 19°, nas proximidades do reservatório de Três Marias.

A umidade relativa média anual da área encontra-se em torno de 70 a 80%, com os valores mais elevados ocorrendo nas áreas de maior altitude.

4.3. GEOLOGIA

A bacia do rio Indaiá situa-se na unidade geotectônica Cráton do São Francisco sobre rochas proterozóicas do Grupo Bambuí (Formações Serra da Saudade, Serra de Santa Helena e Três Marias); e rochas sedimentares e vulcanoclásticas dos grupos Areado e Mata da Corda, de idade Cretácea.

A litoestratigrafia original do Grupo Bambuí foi proposta originalmente por Branco & Costa (1961) e estendida ao conjunto da bacia do rio São Francisco por Dardenne (1978). O Grupo Bambuí é subdividido da base para o topo nas formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. As formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade são agrupadas no Subgrupo Paraopeba.

A Formação Serra da Saudade se apresenta em aproximadamente 72,3% da área de estudo, ao longo de toda a extensão longitudinal da bacia, e é constituída por arenitos finos, argilitos, siltitos, verdetes (pelitos verdes) e folhelhos, com pequenas e esparsas intercalações lenticulares de calcário. O conjunto foi submetido a metamorfismo regional dinamotermal de baixo grau.

A Formação Serra de Santa Helena ocupa uma pequena parcela na região sul da bacia (0,2% da área), e é composta, predominantemente, por folhelhos, siltitos, margas e lentes esparsas de calcário.

A Formação Três Marias é observada na região norte da bacia e ocupa aproximadamente 8% da sua área. De acordo com Branco & Costa (1961), essa Formação representa a sedimentação siliciclástica, em ambiente de bacias de antepaís, da porção superior do Grupo Bambuí. A Formação Três Marias é composta por arcósios, arenitos arcosianos e siltitos.

O Grupo Mata da Corda ocorre em todo o trecho extremo ocidental da área de estudo e em uma pequena porção da região sul, e ocupa 10% da área da bacia. Esse grupo é subdividido em duas formações: Formação Capacete, no topo, e Formação Patos, basal.

A Formação Capacete é constituída por arenitos cineríticos, localmente conglomeráticos, com cimento carbonático (Ladeira *et al.*, 1971). Ocorre associada às fácies vulcânicas, as quais recobre e se interdígita lateralmente, apresentando estratificações cruzadas acanaladas e geometria em cunhas. A unidade é interpretada como depósitos de leques aluviais gerados nas encostas dos edifícios vulcânicos (Seer *et al.*, 1989).

A Formação Patos (Hasui, 1969) é representada por derrames, brechas, lapilitos, tufos e cineritos máficos e ultramáficos, de assinatura alcalina, de chaminés da região de Patos de Minas. A base da formação é dominada por rochas piroclásticas, enquanto em seu topo acumulam-se derrames alcalinos (Seer *et al.*, 1989). A idade do vulcanismo alcalino foi determinada em 80 Ma (Hasui & Cordani, 1968), posicionando o Grupo Mata da Corda no Cretáceo Superior.

Os tufos e lavas da Formação Patos encontram-se geralmente decompostos e alterados em argilas montmoriloníticas. Possuem cor verde, característica, a cinza esverdeada. As rochas da Formação Patos sobrepõem-se imediatamente aos arenitos do Grupo Areado, sem que se note uma discordância entre as unidades (Brasil, 2002).

O Grupo Areado é observado em 7,8% da área de estudo. Esse grupo é atribuído ao Cretáceo Inferior e apresenta uma grande variação lateral de fácies, caracterizadas por depósitos de leque aluvial, fluvial entrelaçado, flúvio-deltaico, lacustre, campo de dunas e interdunas. Três

formações compõem o Grupo Areado: Abaeté, Quiricó e Três Barras (Campos & Dardenne, 1997).

A Formação Abaeté é composta por conglomerados e arenitos fluviais, com espessura variável de centímetros a poucas dezenas de metros. A parte superior dos pacotes conglomeráticos é caracterizada pela presença de seixos polidos e facetados pelo vento (ventifactos). O ambiente de sedimentação é interpretado como leques aluviais e sistema de rios entrelaçados, sob vigência de clima semi-árido (Ladeira *et al.*, 1971; Seer *et al.*, 1989 e Brasil, 2002).

A Formação Quiricó é composta predominantemente por sedimentos pelíticos interpretados como resultantes de uma sedimentação lacustre, com folhelhos e siltitos esverdeados, rosados, ocre, violáceos ou avermelhados, que ocorrem interestratificados, apresentando rápidas variações de cores. Subordinadamente ocorrem intercalações de arenitos finos, médios e grossos, os quais são mais frequentes na parte superior da seqüência. De maneira restrita, ocorrem fácies de calcários micríticos cinza esverdeados dispostos em bancos maciços associados aos pelitos (Sgarbi, 1989, citado por Campos & Dardenne, 1997).

A Formação Três Barras é constituída por arenitos calcíferos e conglomeráticos, siltitos, argilitos e folhelhos. Essa unidade interdigita-se lateralmente e sobrepõe-se às formações Abaeté e Quiricó. O ambiente de sedimentação da Formação Três Barras corresponde a planícies flúvio-deltáicas, representadas por rios meandantes com planícies de inundação bem desenvolvidas e por deltas lacustrinos (Seer *et al.*, 1989).

Em algumas áreas da bacia (1,3%) são observadas coberturas detrito-lateríticas com concreções ferruginosas. A origem dessas coberturas está relacionada a diferentes ciclos de pediplanação e denudação, e ocorrem sob a forma de chapadas, às vezes com ligeiras ondulações, em altitudes que variam de 800 a mais de 1000m. Constituem-se de sedimentos argilosos e arenosos, consolidados ou não.

No que diz respeito à geologia econômica, ressalta-se que a área do presente estudo se insere numa região que pode ser considerada como de elevado potencial de ocorrências minerais economicamente exploráveis. Segundo levantamentos realizados pelo DNPM, em 1984/85, nos domínios das três falhas inversas na região da Serra da Saudade e, portanto, ao longo de

todo o vale do rio Indaiá, ocorrem lentes de calcário (fabricação de cal e corretivo de solos) e camadas lenticulares de fosforita. No leito do rio Indaiá há garimpos ativos de diamante em vários pontos, e no vale também ocorrem potenciais jazidas de ardósias.

A Figura 4.1 apresenta algumas litologias observadas em visita de campo. Na Figura 4.2, pode ser observado o Mapa Geológico da bacia do rio Indaiá, produzido pela CPRM.



(a) Contato entre verdete e arenito da Formação Serra da Saudade



(b) Talude de corte de estrada em arenito da Formação Serra da Saudade



(c) Argilitos verdes da Formação Serra da Saudade



(d) Agregações mais resistentes à erosão laminar

Figura 4.1 - Alguns aspectos geológicos observados nas visitas de campo.

Figura 4.2 - Mapa geológico da bacia do rio Indaiá

4.4. GEOMORFOLOGIA E RELEVO

A área em estudo está inserida na unidade geomorfológica Planaltos do São Francisco e é caracterizada pela incidência de extensas áreas de dissecação fluvial sobre rochas do Grupo Bambuí, onde predominam as formas colinosas com vales encaixados e vertentes ravinadas e áreas de cristas, em altitudes médias de 800 a 900m (CETEC, 1983).

De acordo com CETEC (1983), nas áreas onde o desnível topo-vale é mais acentuado ou as litologias são mais resistentes, os interflúvios são mais estreitos e alongados e as vertentes retilíneas, caracterizando-se como um relevo sob a forma de cristas.

Em alguns trechos localizados da bacia, onde se apresentam as rochas dos grupos Areado e Mata da Corda, são observadas superfícies tabulares, delimitadas por rebordos erosivos, originadas pelo aprofundamento da drenagem regional sobre as coberturas sedimentares.

Sobre a Formação Mata da Corda, a superfície de aplainamento do Cretáceo Superior/Terciário Inferior apresenta características fisiológicas particulares, determinadas pela existência de extensas rampas de colúvio que convergem para os patamares inferiores, mascarando os seus rebordos erosivos e originando uma topografia ondulada (Brasil, 2002).

Os valores de altitude da bacia variam entre 600 e 1.220 m e as declividades encontram-se acima de 14%, em mais de 50% da área.

De acordo com Brasil (2002), a geomorfologia da bacia do rio Indaiá é caracterizada pelas seguintes formas de relevo:

- Formas evoluídas por processos de dissecação fluvial. Essa classe representa 80% da área de estudo e compreende às seguintes unidades:

c - colinas: formas côncavo-convexas elaboradas pelo escoamento superficial concentrado. Áreas com padrão de drenagem predominantemente dendrítico;

cr - colinas com vertentes ravinadas;

crv - colinas com vertentes ravinadas e vales encaixados;

crvk - colinas com vertentes ravinadas, vales encaixados e cristas esparsas;

kcrv - cristas e colinas, com vertentes ravinadas e vales encaixados;

krv - cristas com vertentes ravinadas e vales encaixados;

y - vertentes côncavas;

yr - vertentes côncavas ravinadas;

z - vertentes retilíneas;

zr - vertentes retilíneas ravinadas;

zrv - vertentes retilíneas ravinadas com vales encaixados.

- Formas evoluídas por processos de pedimentação. Essa classe representa 2,5% da área de estudo e compreende às seguintes unidades:

st - superfície tabular: superfície de aplainamento em área de planalto, com depósitos de cobertura arenosos e argilosos e rede de drenagem pouco densa, constituída por veredas. Ocorrência de áreas de infiltração acentuada;

sto2 - superfície tabular reelaborada ondulada;

pd - pedimentos: vertentes de declividade inferior a 8% elaborados sobre rochas expostas ou cobertas por formações superficiais que se integram com os depósitos colúvio-aluviais das superfícies de aplainamento. Áreas com escoamento superficial difuso.

- Formas de origem mista. Evoluídas por processos de pedimentação e dissecação fluvial. Essa classe representa 17% da área de estudo e compreende às seguintes unidades:

it - interflúvios tabulares: grupamentos de formas tabulares resultantes da dissecação fluvial de superfícies de aplainamento;

itr - interflúvios tabulares com vertentes ravinadas;

itr_v - interflúvios tabulares com vertentes ravinadas e vales encaixados;

ptr - patamares rochosos com vertentes ravinadas;

ptr_v - patamares rochosos com vertentes ravinadas e vales encaixados;

rc - rampas de colúvio: vertentes recobertas por depósitos de origem coluvial, com predomínio de escoamento superficial difuso;

sto1 - superfície tabular ondulada;

stot - interflúvios tabulares com vertentes ravinadas e vales encaixados;

t - formas tabulares: trechos de superfícies tabulares e de patamares rochosos, isolados ou em grupamentos, envolvidos por áreas rebaixadas por processo de aplainamento;

tr - formas tabulares com vertentes ravinadas.

- Formas de origem mista. Evoluídas por processos de deposição fluvial. Essa classe representa 0,5% da área de estudo e compreende às seguintes unidades:

pf - planície fluvial: terraços e várzeas não diferenciados; ocorrência de áreas de permeabilidade acentuada (sobre aluviões arenosas) e de lagoas (sobre aluviões argilosas).

Na Figura 4.3, podem ser observadas algumas formas de relevo identificadas, durante o andamento desta pesquisa, em visitas de campo. A Figura 4.4 mostra o mapa geomorfológico da bacia do rio Indaiá apresentado por Brasil (2002).



(a) Relevo montanhoso na parte intermediária da bacia



(b) Drenagem retilínea sobre colinas de baixa declividade

Figura 4.3 - Formas de relevo identificadas na bacia do rio Indaiá.

Figura 4.4 - Mapa geomorfológico da bacia do rio Indaiá.

4.5. SOLOS

A partir da análise do mapa pedológico e do relatório apresentados por Brasil (2002) foram identificadas na bacia do rio Indaiá quatro classes de solos, descritas a seguir por ordem de importância quanto às suas distribuições espaciais.

4.5.1. NEOSSOLOS LITÓLICOS DISTRÓFICOS E ÁLICOS

Esses solos ocupam aproximadamente 58,5% da área de estudo (1360 km²) e se distribuem ao longo de toda a extensão da bacia. São solos rasos, com seqüência de horizonte A-Cr-R ou A-R, podendo apresentar horizonte B exíguo, e são altamente suscetíveis à erosão.

O horizonte A é moderado. A espessura chega a até 35 cm, com maior incidência em torno de 20 cm. A textura é muito variável, podendo-se identificar na bacia as seguintes expressões texturais: argilosa, franco-argilosa e franco-argilo-siltosa. A estrutura é fraca pequena granular ou moderada muito pequena. São solos com saturação por base baixas ($V < 50\%$).

A transição para o horizonte C mais comum é do tipo clara. O horizonte Cr chega, em média, a até cerca de 40 a 50 cm.

O material de origem desses solos compreende arenitos, argilitos, siltitos, folhelhos e conglomerados da Formação Serra da Saudade e dos Grupos Areado e Mata da Corda.

As formas de relevo predominante são o ondulado e forte ondulado, com ocorrências significativas do suave ondulado e montanhoso. São caracterizados por patamares com vertentes ravinadas e também áreas dissecadas. Apresentam fase erodida, principalmente os Neossolos Litólicos Álicos.

Segundo Brasil (2002), esses solos apresentam limitações fortes ao uso agrícola, devido à baixa fertilidade natural, elevada suscetibilidade à erosão e pouca profundidade, além das formas de relevo predominantes, que impedem o uso de máquinas e implementos agrícolas. Além disso, sua capacidade de retenção de água é limitada em função da profundidade restrita. De forma geral, esses solos deveriam ser utilizados para preservação da vegetação

natural. Em alguns trechos da bacia os Neossolos Litólicos encontram-se associados a Cambissolos.

4.5.2. LATOSSOLOS VERMELHO-AMARELO E VERMELHO ESCURO

Os Latossolos são solos constituídos por material mineral, caracterizados por apresentar grande profundidade, seqüência de horizontes A-Bw-Cr, com transições predominantes dos tipos difusa e gradual entre os sub-horizontes (Embrapa, 2006). São muito porosos, friáveis, bem a fortemente drenados, resistentes à erosão e muito permeáveis. Dentre suas principais características merecem destaque o avançado estágio de intemperização, a baixa capacidade de troca catiônica (C.T.C.), a ausência ou, eventualmente, a presença de pequena quantidade de minerais primários de fácil decomposição, a elevada estabilidade dos agregados, com baixos e nulos teores de argila dispersa em água, a predominância da fração argila e os baixos teores de silte.

O horizonte A predominante é do tipo moderado. A espessura do horizonte A varia desde valores um pouco superiores a 10 cm a até 56 cm (Brasil, 2002). Na bacia do rio Indaiá, a textura desse horizonte varia de argilosa a areia franca. O horizonte Bw apresenta solos espessos, superando a profundidade de 200 cm. O horizonte Cr é encontrado abaixo do Bw, situado a maiores profundidades, sendo observado em áreas erodidas e em cortes de estradas.

Em relação ao relevo, nessa classe, são predominantes o plano e o suave ondulado, ocorrendo em áreas de superfícies de aplainamento ou tabulares. A vegetação mais comum nesses solos é o cerrado, com suas variações (cerrado, campo limpo de cerrado e cerradão).

Em geral, o pH desses solos varia em torno de 4,5 a 5,0. Como principais limitações ao uso agrícola, esta classe apresenta solos com baixa fertilidade natural, saturação com alumínio elevada e restrições moderadas na disponibilidade de água. Como vantagens, além do relevo favorável, verifica-se a sua adequação à utilização de exploração agrícola tecnificada, incluindo-se o uso da irrigação (Brasil, 2002).

4.5.2.1. LATOSSOLOS VERMELHO-AMARELO

Ocupam aproximadamente 9,7% da área de estudo (223 km²) e se apresentam predominantemente no trecho sudoeste da bacia. Uma pequena parcela desses solos também pode ser observada na região leste da área de estudo. Nesses solos, as cores predominantes no horizonte A são a bruno amarelada e a vermelha-amarelada. O horizonte Bw apresenta cores bruno-amarelada e vermelha amarelada.

O material de origem desses solos está relacionado com a deposição de sedimentos argilosos ou argilo-arenosos oriundos do Terciário e/ou Quaternário, e ao retrabalhamento de arenitos finos da Formação Areado. De forma geral, esses sedimentos detríticos repousam sobre formações geológicas diferenciadas, tais como rochas do Grupo Bambuí, dentre outras (Brasil, 2002).

4.5.2.2. LATOSSOLOS VERMELHO-ESCURO

Ocupam aproximadamente 12,5% da área de estudo (289 km²) e se apresentam nas regiões noroeste, oeste e extremo sul da bacia. Além das características comuns aos solos com horizonte B latossólico, possuem teores de ferro mais elevados do que o Latossolo Vermelho-Amarelo, além de cores mais avermelhadas.

O horizonte A apresenta coloração bruno avermelhada escura e vermelha escura, enquanto o horizonte Bw apresenta cores vermelha e vermelha escura.

O material originário desses Latossolos é composto por sedimentos de cobertura, argilosos ou argilo-arenosos, do Terciário/Quaternário. Engloba arenitos do Grupo Areado ou sedimentos advindos de rochas do Grupo Mata da Corda. Originam-se também de ardósias, arenitos e sedimentos argilosos resultantes da decomposição de rochas do Grupo Bambuí e de coberturas indiferenciadas do Quaternário, dentre outras.

4.5.3. ARGISSOLOS VERMELHO-AMARELO DISTRÓFICOS

Essa classe ocorre em aproximadamente 14,5% da área de estudo e apresenta as características gerais dos solos com horizonte B textural, com estrutura desenvolvida, gradiente textural e diferenciação entre os horizontes A-Bt (seqüência de horizontes A-Bt-Cr), e índice Ki mais elevado do que os solos com horizonte B latossólico (Embrapa, 2006). A transição entre o horizonte A e Bt, é do tipo clara, abrupta ou gradual.

O horizonte A é predominantemente do tipo moderado. A textura de maior ocorrência é a argilosa, ou muito argilosa, havendo variações para texturas mais grosseiras. Na bacia do rio Indaiá é observado a textura franco-argilo-arenosa. A espessura varia desde valores em torno de 15 cm a até cerca de 45 cm.

O pH situa-se em torno de 4,5 com algumas variações. A soma de bases e a C.T.C. são baixas. A C.T.C. é maior no horizonte A, diminuindo com a profundidade. O índice Ki varia desde valores próximos a 1,4 a até aproximadamente 3,4. Esses solos apresentam capacidade de retenção de água mais elevada, em geral, medianas a altas.

O material de origem desses solos é advindo da decomposição de siltitos e ardósias calcíferas com lentes de calcários e margas pertencentes ao Grupo Bambuí. Sedimentos argilo-arenosos, micaxistos, e quartzitos com intercalações de rochas carbonáticas pertencentes ao Grupo Canastra também contribuem para a formação desses solos.

As formas de relevo onde ocorrem esses Argissolos variam de suave ondulado a montanhoso, com predominância do tipo ondulado. Apresentam problemas relacionados com processos erosivos de maior intensidade.

Os maiores problemas relacionados com a utilização desses solos para fins agrícolas reportam-se à sua baixa fertilidade natural, alta suscetibilidade à erosão e impedimentos à mecanização, sendo que os dois últimos fatores estão diretamente ligados ao relevo.

4.5.4. CAMBISSOLOS DISTRÓFICOS

Esses solos ocupam 5,0% da área de estudo e se localizam na região norte da bacia e, em alguns trechos, estão associados aos Neossolos Litólicos. São distinguidos por serem pouco profundos ou rasos, suscetíveis à erosão, com seqüência de horizontes A-Bi-Cr, horizonte Bi com menor grau de evolução e teores mais elevados de silte em comparação com as classes descritas anteriormente, além de índice Ki, em geral, superior a 2,2.

São bem a moderadamente drenados. A espessura do horizonte A varia de 5 a 61 cm. Na área de estudo a textura observada nesse horizonte é franco-argilo-siltosa. A transição para o horizonte Bi é, por muitas vezes, clara, havendo também aquelas do tipo difusa, gradual e abrupta. O horizonte Cr está situado em um nível de menor profundidade, apresentando valores até 140 cm.

Os Cambissolos Distróficos apresentam pH em água entre 5,2 e 5,5, índice Ki de 1,76 a 1,94, saturação com alumínio alta no horizonte A e saturação com bases baixa, a qual diminui com a profundidade.

O material de origem desses solos é composto por ardósias, siltitos, siltitos calcíferos com intercalações de arenitos finos e arcósias, e calcários, com a deposição de sedimentos argilosos e argilo-siltosos, advindos da decomposição pertencentes ao Grupo Bambuí.

As formas do relevo desses solos são variáveis, com predominância do tipo ondulado, com ocorrências significativas do suave ondulado e forte ondulado. Em menor grau, há formas de relevo montanhoso.

Esses solos possuem como principais limitações a baixa fertilidade natural, suscetibilidade à erosão e predominância de formas de relevo mais íngremes. Sua melhor utilização está relacionada com a preservação da vegetação nativa e a formação de pastagens.

A Figura 4.5 apresenta o mapa de solos da bacia do rio Indaiá, produzido por Brasil (2002) e adaptado a este estudo.

Figura 4.5 - Mapa de solos da bacia do rio Indaiá.

4.6. VEGETAÇÃO NATIVA E USO E COBERTURA DO SOLO

A vegetação nativa da região era constituída predominantemente pelo cerrado. Esse tipo de vegetação é característico de regiões de clima semi-úmido, constituindo-se principalmente de gramíneas, arbustos e árvores de médio porte, tendo como principais características os troncos e galhos retorcidos e as folhas espessas e coriáceas (DNAEE, 1995).

De acordo com DNAEE (1995), nas áreas de solos mais ricos em águas e sais minerais, o cerrado apresenta uma gradação denominada cerradão, que possui uma composição florística similar à do cerrado, apresentando, entretanto, uma vegetação mais densa e de maior porte. É composto por três estratos: o superior, arbóreo, constituído por indivíduos com média entre 8 e 12 metros, podendo alcançar até 20 metros; o intermediário, arbóreo-arbustivo, constituído de indivíduos similares ao do cerrado, com altura entre 1 e 8 metros; e o inferior, herbáceo, constituído de gramíneas, ciperáceas e bromeliáceas.

Em decorrência da alta pressão antrópica, a maior parte dessa vegetação primitiva foi erradicada, dando lugar a pastagens cultivadas e, nas áreas com declividades mais baixas, a lavouras mecanizadas. Somente em áreas com relevo mais acidentado é que são encontrados pequenos remanescentes. A produção de carvão para atender à demanda das indústrias siderúrgicas instaladas na região foi um fator que serviu para acelerar essa destruição da cobertura original.

Atualmente as classes de uso do solo observadas na bacia são basicamente cerrado, cerradão, campo sujo de cerrado, pastagem e solo exposto, com o predomínio das áreas de pastagens. Nesta pesquisa foram elaborados cinco mapas de uso e cobertura do solo da bacia do rio Indaiá, correspondentes aos anos de 1972, 1981, 1990, 2000 e 2005. Tais mapas serão apresentados no capítulo seguinte.

4.7. MUNICÍPIOS

A bacia engloba áreas de 11 municípios (Figura 4.6), que ocupam uma superfície territorial de 8.510 km², correspondente a cerca de 1,5% da área total do Estado. Nesses municípios, segundo o Censo Demográfico do IBGE, no ano de 2.000 vivia uma população de 66.257 habitantes (menos de 0,5% da população estadual), resultando numa densidade demográfica

média de 7,8 hab/km², muito inferior à média do Estado, que era de 30,5 hab/km², e à nacional, com cerca de 20,0 hab/km² (ANEEL, 2003).

Desse total populacional, 52.652 pessoas habitavam núcleos urbanos, com as restantes 13.605 vivendo na zona rural. Tal situação mostra que, na ocasião do censo, a sub-bacia apresentava um índice médio de urbanização de 79,47%, bastante próximo dos índices do Estado (82,00%) e do país (81,25%).

O município de São Gotardo é o mais povoado da bacia, apresentando mais de 40% do total populacional e, como consequência, tem o maior índice de densidade demográfica (32,3 hab/km²) e também a maior taxa de urbanização (92,37%). Nos demais municípios, esses valores são bem mais baixos e relativamente uniformes.

Na bacia do rio Indaiá, a pecuária leiteira extensiva, utilizando pastagens implantadas após o desmatamento das estreitas faixas de relevo mais suave que caracterizam o fundo do vale encaixado do rio Indaiá e alguns de seus afluentes, é praticamente a única atividade produtiva do setor primário.

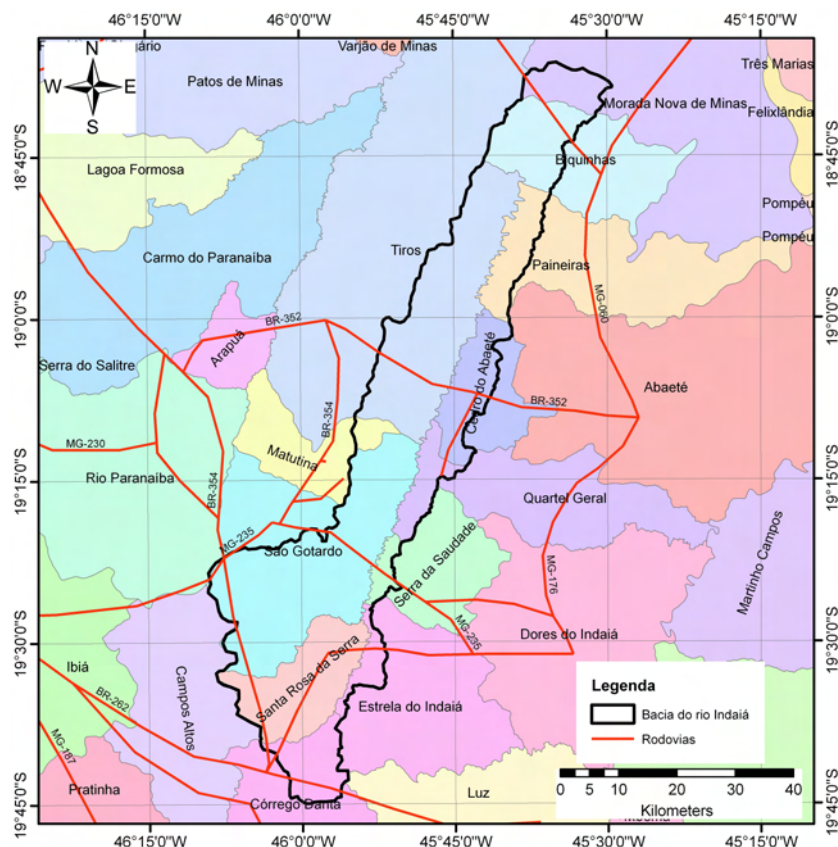


Figura 4.6 - Divisão municipal da região da bacia do rio Indaiá.

5. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS**5.1. ANÁLISE MORFOMÉTRICA DA BACIA DO RIO INDAIÁ**

A hidrografia de uma bacia reflete a estrutura geológica (litológica e tectônica), a evolução morfogenética regional, o clima e as intervenções antrópicas. O uso do solo é a principal atividade humana que afeta a hidrografia de uma bacia, definindo diferentes padrões de drenagem (Alcântara & Amorim, 2005).

A rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Indaiá, obtida de acordo com o apresentado no item 3.6, tem como principais tributários os rios Funchal e Indaiazinho e é caracterizada por apresentar uma grande quantidade de pequenos canais. Com relação à hierarquia fluvial, o rio Indaiá é classificado, segundo o critério de ordenamento dos canais de Strahler, como um rio de 6ª ordem. Na Tabela 5.1 podem ser observadas algumas características da rede de drenagem da bacia.

Tabela 5.1 - Características da rede de drenagem da bacia do rio Indaiá.

Ordem	Nº. de canais	L_{canais} (km)	L_m (km)	R_b	R_{lm}
1	4574	3164,14	0,69	-	-
2	1113	997,27	0,90	4,11	1,30
3	261	538,83	2,06	4,26	2,30
4	52	219,66	4,22	5,02	2,05
5	10	142,02	14,20	5,20	3,36
6	1	233,81	233,81	10,00	16,46

De acordo com a metodologia de classificação e codificação de bacias desenvolvida pelo Engº. Otto Pfafstetter, apresentada por Silva (1999), a bacia é classificada como uma “ottobacia” de nível 5 (código 74958). Essa codificação indica que a bacia do rio Indaiá pertence à interbacia 7 das bacias da América do Sul (nível 1, codificada com o primeiro algarismo 7), à bacia do rio São Francisco (nível 2, codificada como 74), à interbacia 9 da bacia do rio São Francisco (nível 3, codificada como 749), à interbacia 5 da interbacia 9 da bacia do rio São Francisco (nível 4, codificada como 7495) e que é uma das quatro maiores bacias e a primeira de montante para jusante da interbacia 7495 (nível 5, codificada como 74958).

Os padrões de drenagem predominantes na bacia são o dendrítico e o paralelo. O dendrítico geralmente ocorre em rochas que oferecem uma resistência relativamente uniforme à erosão. O padrão paralelo geralmente ocorre onde há presença de vertentes com declives acentuados ou, onde existem controles estruturais que motivam a ocorrência do espaçamento regular, quase paralelo das correntes fluviais.

Para uma análise mais detalhada nos diferentes trechos da área de estudo, a bacia do rio Indaiá foi subdividida em nove “ottobacias”, de nível 6, que incluem bacias e interbacias codificadas, da foz para montante, com os números 749581 a 749589. A Figura 5.1 apresenta a subdivisão e codificação da bacia do rio Indaiá em “ottobacias” e a classificação da ordem dos cursos d’água segundo as Leis de Strahler.

Os parâmetros morfométricos que caracterizam o padrão, a forma e o relevo da bacia do rio Indaiá e das suas nove “ottobacias” isoladamente foram calculados de acordo com a metodologia apresentada no Capítulo 4 e se encontram nas tabelas 5.2 e 5.3.

Os valores obtidos para as relações de bifurcação entre as diferentes ordens dos cursos d’água da bacia do rio Indaiá (Tabela 5.1) indicam que esta bacia apresenta um relevo dissecado. A média ponderada para a *relação de bifurcação* (R_b) foi de 5,72. A análise efetuada mostrou que os valores da relação de bifurcação entre os canais de 1ª e 2ª, de 2ª e 3ª, de 3ª e 4ª e de 4ª e 5ª ordem são semelhantes, apresentando um aumento progressivo e regular. Os menores valores talvez possam ser explicados pela forma alongada da bacia, que também denota que o aumento normal da extensão dos segmentos aumenta conforme o crescimento da ordem. Os valores da relação entre os canais de 5ª e 6ª ordem são aproximadamente 100% mais altos do que os observados para os canais de ordem inferior.

A *densidade hidrográfica* (D_h) expressa o comportamento da rede hidrográfica em sua capacidade de gerar novos cursos d’água em função das características pedológicas, geológicas e climáticas da área (Freitas, 1952), podendo prestar-se a inferências qualitativas quanto à permeabilidade da área de estudo, ao nível do lençol freático e à distribuição da precipitação. O valor obtido para a bacia do rio Indaiá foi de 1,97 rios/km², indicando uma relevante capacidade para gerar novos cursos d’água. As “ottobacias” com o maior e o menor valor de densidade hidrográfica são, respectivamente, a de código 749581, com 2,44 rios/km², e a de código 749586, com 1,38 rios/km².

Figura 5.1 -

Tabela 5.2 - Parâmetros morfométricos básicos da bacia do rio Indaiá, das “ottobacias” e dos canais de drenagem.

Parâmetros	Unid.	Rio Indaiá 74958	Ottobacias								
			Rio Indaiá* 749581	Ribeirão Indaiazinho 749582	Rio Indaiá* 749583	Córrego Pirapitinga 749584	Rio Indaiá* 749585	Rio Funchal 749586	Rio Indaiá* 749587	Rio Indaiazinho 749588	Rio Indaiá* 749589
a) Área (A)	Km ²	2324,00	783,35	134,13	137,41	127,21	265,85	311,42	25,56	267,11	272,51
b) Perímetro (P)	km	377,92	178,14	57,35	65,88	64,65	91	106,37	27,78	94,16	111,43
c) Altitude máxima da bacia (H _{máx})	M	1219	1.039,00	1.067,00	1.018,00	1.143,00	1.145,00	1.219,00	935	1.205,00	1.214,00
d) Altitude mínima da bacia (H _{mín})	M	588	588	687	687	716	718	755	754	758	757
e) Comprimento do canal principal (L)	km	262	103,74	21,65	33,5	26,45	50,81	43,86	14,71	47,34	66,72
f) Distância vetorial entre os pontos extremos do canal principal (dv)	km	134	54,48	15,87	20,4	17,12	24,44	27,3	7,4	26,1	32,4
g) Altitude máxima do rio principal (h _{máx})	M	1165	689	947	921	1.053,00	757	1.117,00	763	1.137,00	1.141,00
h) Altitude mínima do rio principal (h _{mín})	M	566	588	696	690	720	721	780	755	759	759
i) Comprimento total dos canais (L _t)	km	5295,72	1.851,91	289,83	335,59	299,64	673,32	565,68	61,76	532,55	681,57
j) Número total de canais (N _t)	-	4574	1.912	236	268	236	535	431	43	391	576
k) Ordem do canal principal	-	6	6	5	6	5	6	5	6	5	6

Nota: *Interbacia do rio Indaiá

Tabela 5.3 - Parâmetros morfométricos que definem o padrão, a forma e as características do relevo da bacia do rio Indaiá e das suas “ottobacias”.

Parâmetros	Unid.	Rio Indaiá 74958	Ottobacias								
			Rio Indaiá*	Ribeirão Indaiáz.	Rio Indaiá*	Córrego Pirapit.	Rio Indaiá*	Rio Funchal	Rio Indaiá*	Rio Indaiáz.	Rio Indaiá*
			749581	749582	749583	749584	749585	749586	749587	749588	749589
Padrão e forma da bacia											
a) Densidade de drenagem (D_d)	km/km ²	2,28	2,36	2,16	2,44	2,36	2,53	1,82	2,42	1,99	2,50
b) Densidade hidrográfica (D_h)	rios/km ²	1,97	2,44	1,76	1,95	1,86	2,01	1,38	1,68	1,46	2,11
c) Coeficiente de manutenção (C_m)	m ² /m	438,84	423,00	462,78	409,46	424,55	394,83	550,52	413,81	501,57	399,82
d) Extensão média do percurso superficial (E_{ps})	m	219,42	211,50	231,39	204,73	212,27	197,41	275,26	206,90	250,79	199,91
e) Fator de forma (K_f)	km/km ²	0,13	0,26	0,53	0,33	0,43	0,45	0,42	0,47	0,39	0,26
f) Coeficiente de compacidade (K_c)	-	2,20	1,78	1,39	1,57	1,60	1,56	1,69	1,54	1,61	1,89
g) Razão de textura (T)	rios/km	12,10	10,73	4,12	4,07	3,65	5,88	4,05	1,55	4,15	5,17
h) Índice de sinuosidade (I_s)	km/km	1,96	1,90	1,36	1,64	1,54	2,08	1,61	1,99	1,81	2,06
i) Índice de circularidade (I_c)	-	0,20	0,31	0,51	0,40	0,38	0,40	0,35	0,42	0,38	0,28
Características do relevo											
a) Gradiente dos canais (G_c)	%	0,47	1,00	4,93	3,04	4,32	2,25	2,78	6,36	2,55	1,82
b) Amplitude altimétrica da bacia (H)	m	631,00	451,00	380,00	331,00	427,00	427,00	464,00	181,00	447,00	457,00
c) Diferença de nível no rio (ΔH)	m	599,00	101,00	251,00	231,00	333,00	36,00	337,00	8,00	378,00	382,00
d) Relação de relevo (Rr)	%	0,24	0,43	1,76	0,99	1,61	0,84	1,06	1,23	0,94	0,68
e) Declividade média da bacia	%	14,40	14,33	13,20	14,49	15,10	15,34	13,72	14,56	13,11	15,43

A *densidade de drenagem* (D_d) caracteriza-se por indicar o comportamento hidrológico das rochas quanto à sua permeabilidade e ao condicionamento do escoamento superficial. Segundo Christofolletti (1983), nas rochas e regolitos em que a infiltração é mais dificultada há maior escoamento superficial, gerando possibilidades para a esculturação de canais permanentes e conseqüentemente uma densidade de drenagem mais elevada. De acordo com Villela & Mattos (1975), o índice de densidade de drenagem pode variar de 0,5 km/km², para bacias com drenagem pobre, a 3,5 km/km² ou mais, para bacias bem drenadas.

O valor de *densidade de drenagem* encontrado para a bacia do rio Indaiá foi de 2,28 km/km², indicando que a área possui uma média capacidade de drenagem, com baixo potencial à infiltração e um maior favorecimento a escoamentos superficiais. Na bacia do rio Indaiá, aproximadamente 72% do substrato geológico é representado por arenitos finos, argilitos, siltitos e verdetes da Formação Serra da Saudade, que são rochas pouco permeáveis e passíveis de dissecação para a formação de novos canais.

Dentre as “ottobacias”, as que apresentaram os menores índices de densidade de drenagem foram as de código 749586 e 749588, com 1,82 e 1,99 km/km², respectivamente. Estes valores podem ser explicados pela ocorrência de arenitos do Grupo Mata da Corda e da Formação Areado na região oeste da “ottobacia” 749586, e de arenitos do Grupo Mata da Corda na região também oeste da “ottobacia” 749588. Convém ressaltar que nestas bacias os solos predominantes são os Argissolos e os Latossolos, que são solos intemperizados e bem mais permeáveis do que os Neossolos Litólicos, predominantes na bacia como um todo. Esses resultados sugerem uma maior suscetibilidade do meio físico dessas “ottobacias” à ocorrência de processos erosivos lineares, já que os solos nelas encontrados são mais arenosos e espessos e encontram-se sobre rochas que apresentam baixa resistência ao intemperismo.

As demais “ottobacias” apresentam índices de densidade de drenagem variando entre 2,16 e 2,53 km/km², indicando que todas elas podem ser consideradas bacias de média capacidade de drenagem. Os solos predominantes nessas sete “ottobacias” são os Neossolos Litólicos e Cambissolos, que são rasos e pouco permeáveis. Assim, devido ao maior favorecimento ao escoamento superficial, pode-se afirmar que essas “ottobacias” são mais suscetíveis a processos de erosão laminar do que as duas citadas no parágrafo anterior.

Da Tabela 5.3, pode-se observar que todas as “ottobacias”, com exceção da de código 749581, apresentam valores de densidade de drenagem superiores aos de densidade hidrográfica. De acordo com Canali *et al.* (1998), esta característica denota um acentuado controle estrutural, o que deixa os canais mais alongados e retilíneos.

O *coeficiente de manutenção (Cm)* indica a área de drenagem mínima necessária para a manutenção de um metro de canal de escoamento, enquanto a *extensão do percurso superficial (Eps)* representa a distância média percorrida pelas enxurradas entre o interflúvio e o canal permanente. De acordo com Lana *et al.* (2001), os valores de referência para o *Cm* oscilam entre 285 m²/m, para altos índices de capacidade de manutenção de canais, e 2.000 m²/m, para baixa capacidade. Os valores de *Cm* e *Eps* obtidos para a bacia do rio Indaiá foram de 438,84 m²/m e de 219,42 m, respectivamente, indicando que a área de estudo possui boa capacidade para formação e manutenção de seus cursos d’água. Dentre as “ottobacias”, a que apresenta os maiores valores de *Cm* e *Eps* é a 749586, com 550,52 m²/m e 275,26 m, respectivamente. Como verificado anteriormente, esta “ottobacia” é a que apresenta os menores índices de densidades de drenagem e hidrográfica. De um modo geral, todas as demais “ottobacias” apresentam boa capacidade para manutenção de canais.

A área de estudo apresenta um formato alongado, na direção norte-sudoeste, que parece estar associado aos lineamentos geológicos que ocorrem paralelamente ao seu comprimento, com valores de *coeficiente de compacidade (Kc)* e de *fator de forma (Kf)* de 2,20 e de 0,13 km/km², respectivamente, indicando a sua baixa propensão à inundação. O baixo *índice de circularidade (Ic)*, de 0,20, confirma essa afirmativa. O maior valor de *índice de circularidade* (0,51) é observado na “ottobacia” 749582, apontando que o formato desta bacia tende a ser mais circular do que o das demais, e que, por isso, ela está mais sujeita à inundação durante a ocorrência de chuvas intensas. No entanto, de acordo com Schumm (1956), o valor de 0,51 não é considerado alto, e sim, moderado.

A *razão de textura (T)* permite avaliar qualitativamente a capacidade de infiltração da água e o escoamento superficial, além de contribuir, juntamente com outros parâmetros como densidade de drenagem e declividade média, segundo afirma Vieira (1991), para uma melhor diferenciação entre os tipos de solo de uma bacia hidrográfica. O valor obtido para a bacia do rio Indaiá foi de 12,10 rios/km, indicando, como constatado anteriormente, que a bacia apresenta uma baixa capacidade de infiltração. Dentre as “ottobacias”, a que apresenta a

maior razão de textura é a 749581 (10,73 rios/km), que se localiza, predominantemente, em áreas de argilitos e siltitos da formação Serra da Saudade, recobertas por Neossolos Litólicos de textura argilosa.

O *índice de sinuosidade (Is)* obtido para a bacia do rio Indaiá foi de 1,96, indicando que o rio principal classifica-se como rio meândrico. De acordo com Lana *et al.* (2001), a sinuosidade dos canais é influenciada pela carga de sedimentos, pela compartimentação litológica, pela estruturação geológica e pela declividade dos canais. Nesse caso, além dos aspectos geológicos, a grande quantidade de sedimentos transportada pelo rio Indaiá ao longo dos anos (Carvalho, 2008) pode ter contribuído para o aumento das suas sinuosidades.

Em relação ao relevo, a carta hipsométrica da bacia do rio Indaiá, apresentada na Figura 5.2, mostra doze níveis topográficos entre a foz e a nascente. Observa-se que mais de 85% da área da bacia está situada em altitudes acima de 750 m, com os valores mais altos sendo verificados na região sudoeste, onde existe a predominância de Argissolos e Latossolos. A Tabela 5.4 apresenta as classes de altitude da bacia com as suas áreas correspondentes.

Tabela 5.4 - Classes de altitude da bacia do rio Indaiá, com as suas áreas correspondentes.

Classes de altitude (m)	Área (km ²)	Área	
		Classe (%)	Acumulada (%)
1200 – 1150	73,9	0,9	0,9
1150 – 1100	97,4	2,9	3,8
1100 – 1050	153,0	5,4	9,2
1050 – 1000	262,9	7,2	16,4
1000 – 950	394,5	10,4	26,8
950 – 900	438,6	12,3	39,1
900 – 850	286,9	18,8	57,9
850 – 800	241,5	16,9	74,8
800 – 750	167,1	11,3	86,1
750 – 700	126,7	6,6	92,7
700 – 650	66,8	4,2	96,9
650 – 600	20,6	3,1	100,0

Um modelo topográfico para a área, mostrando a situação atual do relevo, encontra-se representado pela curva hipsométrica da bacia (Figura 5.3). Essa curva expressa a maneira pela qual o volume rochoso situado abaixo da superfície topográfica está distribuído, desde o ponto mais alto da bacia até a altitude mínima, ou seja, o nível de base de erosão da área.

Figura 5.2 – Carta hipsométrica da bacia do rio Indaiá.

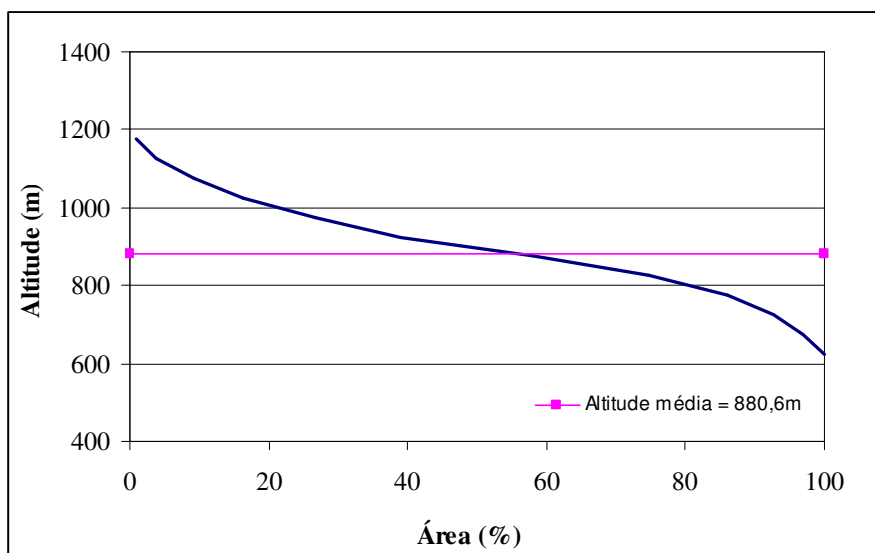


Figura 5.3 - Curva hipsométrica da bacia do rio Indaiá.

Da Figura 5.3 pode-se verificar que aproximadamente 58,0% da área da bacia apresentam cotas superiores à sua altitude média (880,6 m).

A relação de relevo encontrada para a bacia foi de 0,24%. De acordo com estudos apresentados por Lana *et al.* (2001) e Hott *et al.* (2007), esse valor é indicativo de que se trata de uma bacia onde o rio principal tem seu leito com forma pouco retilínea, meandrando-se ao longo de seu curso em terrenos de elevação suave, embora seus afluentes, por toda a bacia, dispersem-se por distintos tipos de relevo e diferentes formações geológicas. O maior índice de relação de relevo foi observado na “ottobacia” de código 749582 (1,76%).

O *gradiente de canais (Gc)* indica a declividade dos cursos d’água e permite inferências sobre o poder erosivo qualitativo dos seus canais. O valor encontrado para a área de estudo foi de 0,47%, indicando a baixa declividade do leito do rio principal. Por outro lado, as “ottobacias” 497582 e 497584 apresentam gradientes de canais de 4,93% e 4,32%, respectivamente, evidenciando regiões com altos valores de declividade e maior capacidade de transporte de sedimentos. A relação de relevo para essas duas “ottobacias” também é maior do que para as demais. Esse comportamento associado ao uso do solo favorece o escoamento superficial e a erosão laminar.

Os dados apresentados na Tabela 5.5 mostram a quantidade de áreas da bacia do rio Indaiá por classes de declividade. Observa-se que, de acordo com a divisão de classes, apresentada

por IPT (1990), voltada para a análise dos processos erosivos, a classe predominante na bacia é a alta (34,7%), seguida pela moderada (31,0%) e pela muito alta (21,5%), sendo que essas três classes ocupam mais de 85% da área total da bacia, proporcionando uma declividade média de 14,0%. A classe de baixa declividade se apresenta em 12,7% da área da bacia. Os altos valores de declividade observados associados a solos que apresentam um alto grau de erodibilidade, como os Neossolos Litólicos e os Cambissolos, indicam a predisposição do meio físico da bacia para sofrer processos erosivos laminares. A Figura 5.4 mostra a frequência de ocorrência das quatro classes de declividade consideradas na presente análise, enquanto a Figura 5.5 apresenta a carta de declividade da bacia do rio Indaiá.

Tabela 5.5 - Classes de declividade da bacia do rio Indaiá (IPT, 1990).

Declividade	Classe (%)	Área (km ²)	Área relativa (%)
Baixa	0 – 6	295,9	12,7
Moderada	6 – 12	723,1	31,0
Alta	12 – 20	809,1	34,7
Muito alta	20 – 40	489,5	21,5

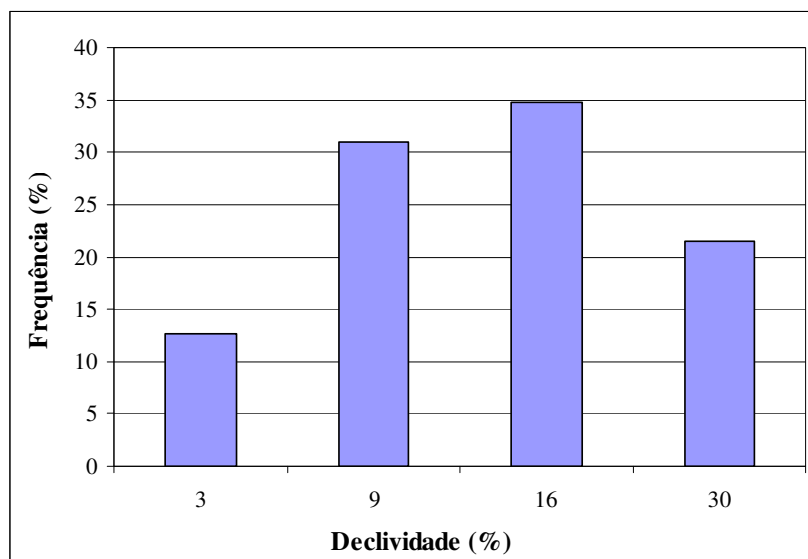


Figura 5.4 - Frequência de ocorrência das classes de declividade observadas na bacia do rio Indaiá.

Figura 5.5 - Carta de declividade da bacia do rio Indaiá.

5.2. USO E COBERTURA DO SOLO

5.2.1. MAPEAMENTO DO USO E DA COBERTURA DO SOLO

Os mapas de uso e cobertura do solo referentes aos anos de 1972, 1981, 1990, 2001 e 2005, desenvolvidos durante essa pesquisa, estão apresentados nas figuras 5.6 a 5.10, respectivamente. Neles foram identificadas as seguintes unidades: corpos d'água, cerradão, cerrado e Mata Atlântica, cerrado, mata ciliar, pastagem, solo exposto e área urbana. Em alguns casos, foi possível identificar a ocorrência de campo sujo de cerrado e a presença de intercalações entre áreas de pastagem e campo sujo e áreas de pastagem e solo exposto. A Tabela 5.6 apresenta a evolução do uso do solo da bacia do rio Indaiá, com as percentagens de ocorrência das classes, para o período analisado.

Foi verificado que no primeiro ano considerado nas análises (1972) a bacia já havia sofrido um forte processo de ocupação, com a presença de extensas áreas de pastagem distribuídas por toda a sua área, muitas vezes localizadas em terrenos com altas taxas de declividade. A ocorrência em larga escala dessa classe de uso se justifica pelo fato da economia da região, especialmente nos trechos médio e inferior da bacia (região nordeste), girar em torno da pecuária.

Tabela 5.6 - Evolução do uso e da cobertura do solo na bacia do rio Indaiá.

Classe de uso e cobertura	Ocorrência em (%)				
	1972	1981	1990	2001	2005
Corpos d'água	0,9	0,8	0,5	0,4	0,7
Cerradão	3,4	3,4	1,6	5,4	3,1
Cerrado e Mata Atlântica	3,0	2,1	1,0	-	0,9
Cerrado	27,2	33,8	33,7	13,8	17,0
Mata ciliar	24,9	15,0	10,3	15,9	11,2
Campo sujo de cerrado	-	13,7	3,0	-	6,7
Pastagem	33,0	17,8	23,5	32,5	20,0
Pastagem com campo sujo de cerrado	-	2,6	17,8	23,3	33,7
Área agrícola	0,1	0,4	0,4	0,6	0,6
Pastagem com solo exposto	4,0	6,4	6,8	7,9	2,0
Solo exposto	3,5	4,0	1,5	0,2	4,1
Área urbana	-	-	0,01	0,01	0,01

Atualmente, o cerradão, caracterizado pela ocorrência de árvores com dossel aberto, com alturas aproximadas de 7 m, compreende apenas 3,1% da área total da bacia, ocorrendo quase em sua totalidade no trecho superior, próximo à nascente do rio. As áreas de cerrado, que apresentam estrutura “escribe fechado com árvores baixas emergentes” (Eiten, 2001), encontram-se alternadas às áreas de pastagem e também no trecho superior da bacia.

Ainda é possível observar uma pequena área de Mata Atlântica mesclada com cerrado na região sudoeste da bacia.

No mapa obtido para o ano de 2005, é notável a presença de focos de solo exposto distribuídos por toda a bacia, com a maior concentração ocorrendo na parte inferior, próximo ao encontro do rio com o reservatório. Essas áreas são caracterizadas por não possuírem cobertura vegetal, com exposição direta do solo às intempéries e ocorrem em aproximadamente 95,0 km².

Desde o ano de 1972 que, na região do baixo rio Indaiá, a vegetação nativa está muito restrita às margens dos rios e drenagens (mata ciliar). Isso ocorreu devido ao avanço das atividades pecuárias nessa região, em que grande parte do cerrado e do cerradão existente anteriormente foi substituída por áreas de pastagens. Na região superior da bacia, em áreas em que o cerrado e o cerradão ainda se encontram preservados, não é possível a separação entre essas classes de uso e cobertura e a mata ciliar.

O campo sujo de cerrado, composto por pequenos arbustos de árvores misturados com vegetação rasteira, representa atualmente 6,7% da área total. Em algumas imagens (1972 e 2001) não foi possível separar essa classe da de pastagem.

As áreas agrícolas compreendem apenas uma pequena parcela da bacia (13,9 km²), estando localizadas na sua região sudoeste (próximo ao divisor de águas), em terrenos de relevo plano a suave ondulado (entre 0 e 5%). Foi denominado o termo área agrícola para as regiões ocupadas por culturas intensivas e áreas irrigadas. Durante a visita técnica, foram observados alguns trechos com plantações de café que inicialmente não haviam sido considerados como pertencentes a esta classe e que depois foram nela inseridos.

Figura 5.6 - Mapa de uso e cobertura do solo da bacia do rio Indaiá (Ano de 1972)

Figura 5.7 - Mapa de uso e cobertura do solo da bacia do rio Indaiá (Ano de 1981)

Figura 5.8 - Mapa de uso e cobertura do solo da bacia do rio Indaiá (Ano de 1990)

Figura 5.9 - Mapa de uso e cobertura do solo da bacia do rio Indaiá (Ano de 2001)

Figura 5.10 - Mapa de uso e cobertura do solo da bacia do rio Indaiá (Ano de 2005)

Na Tabela 5.7 podem ser observadas as classes que caracterizam a vegetação nativa da bacia e as atividades antrópicas desenvolvidas ao longo dos anos. É possível verificar que, entre os anos de 1972 e 2005, a vegetação nativa foi reduzida em 45,0%, passando de 58,5% da área da bacia (em 1972), para 32,2% (em 2005). As percentagens de ocorrência das classes de pastagem com solo exposto, solo exposto e área urbana foram calculadas separadas das outras classes, já que são essas que provocam o maior impacto na perda de solo da bacia.

Tabela 5.7 - Classes de uso e cobertura do solo que caracterizam a vegetação nativa da bacia e as atividades antrópicas.

Classes de uso e cobertura do solo	Ocorrência (%)				
	1972	1981	1990	2001	2005
Corpos d'água	0,9	0,8	0,5	0,4	0,7
Vegetação nativa (cerradão, cerrado, Mata Atlântica e mata ciliar)	58,5	54,3	46,6	35,1	32,2
Atividades antrópicas 1 e vegetação rasteira (campo sujo de cerrado, pastagem, pastagem com campo sujo de cerrado e área agrícola)	33,1	34,5	44,7	56,4	61,0
Atividades antrópicas 2 (pastagem com solo exposto, solo exposto e área urbana)	7,5	10,4	8,2	8,1	6,1

Uma comparação temporal da substituição da vegetação nativa para a implantação de atividades pecuárias e agrícolas possibilitou a distinção de períodos de maior pressão ambiental na bacia do rio Indaiá, uma vez que a média anual de desmatamento variou entre os períodos analisados (Figura 5.11).

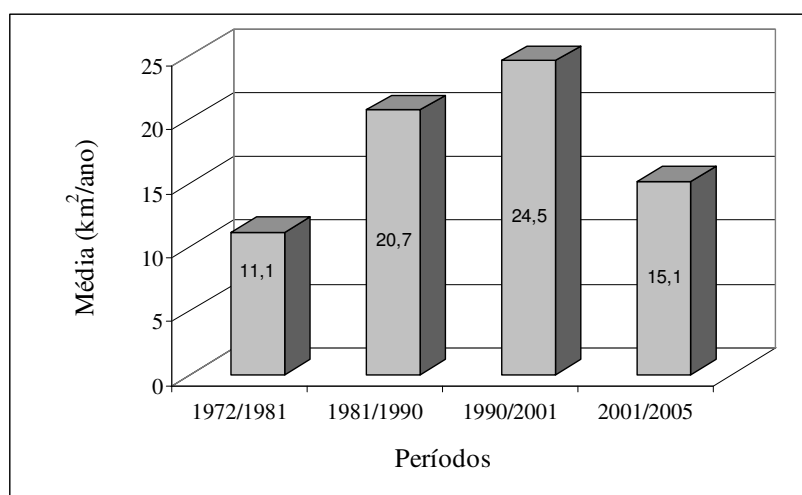


Figura 5.11 - Média anual de desmatamento na bacia hidrográfica do rio Indaiá.

Observa-se na Figura 5.11 que a velocidade de desmatamento apresentou uma curva ascendente para os períodos de 1972 a 1981, 1981 a 1990 e 1990 a 2001, sendo este último o de maior taxa de supressão da vegetação natural (24,5 km²/ano). Entre 2001 e 2005, a curva torna-se descendente, com uma taxa média de 15,1 km²/ano. As altas taxas de desmatamento, principalmente, nos períodos de 1981 a 1990 e de 1990 a 2001, causaram fortes impactos ambientais na bacia, sobretudo, na erosão do solo.

Skorupa *et al.* (2003) destacam, como indicadores de cobertura vegetal, a cobertura arbórea total, a presença de matas ciliares, a diversidade de flora arbórea nativa e o grau de proteção das nascentes com cobertura vegetal. Com base nesses indicadores, notadamente no que diz respeito à cobertura arbórea total e ao grau de proteção das nascentes, vê-se com preocupação o crescimento da área explorada com agropecuária em toda a bacia do rio Indaiá, que ainda apresenta processos de abertura de novas áreas.

5.2.2. DETECÇÃO DE MUDANÇAS NO USO E NA COBERTURA DO SOLO

As figuras 5.12 e 5.13 apresentam os mapas de detecção de mudanças no uso e na cobertura do solo da bacia do rio Indaiá, obtidos pela técnica de Rotação Radiométrica Controlada por Eixo de Não-Mudança, para os períodos de 1990 a 2001 e 1990 a 2005, respectivamente. Os mapas foram divididos em quatro classes com as seguintes denominações: 1 – regeneração média, 2 – não-mudança, 3 – degradação média e 4 – degradação forte.

De acordo com os mapas obtidos neste estudo, para o período de 1990 a 2001, 8,8% da área, que corresponde a 204,5 km², sofreram degradação média, enquanto 3,3% (76,7 km²) sofreram degradação forte. As áreas de não-mudança correspondem a 1.980,0 km² (85,2%) e as de regeneração média a 62,7 km² (2,7%). Já para o período de 1990 a 2005, foi observada a ocorrência da classe 3 (degradação média) em 11,5% da área da bacia, que corresponde a 267,3 km², e a ocorrência da classe 4 (degradação forte) em 3,5% (81,3 km²). Para os últimos quinze anos, as áreas de não-mudança correspondem a 1.877,8 km² (80,8%) e as de regeneração média a 97,6 km² (4,2%). Com base nesses dados, verificou-se que, para o período correspondente aos anos de 2001 a 2005, houve um aumento de 30,0% das áreas que

apresentam degradação média e de 6,0% das áreas que apresentam degradação forte com relação ao período de 1990 a 2001.

Do total das áreas que apresentam degradação forte no mapa de detecção de mudanças para o período de 1990 a 2005, aproximadamente 60% das mudanças correspondem às seguintes alterações no uso e na cobertura do solo: de cerrado para pastagem (31,4%), de pastagem para solo exposto (17,6%) e de pastagem com solo exposto para solo exposto (9,7%). O restante corresponde a outras alterações, como, por exemplo, de mata ciliar para solo exposto (1,5%) e de cerrado para pastagem (1,0%).

Para a condição de degradação média, entre os anos de 1990 e 2005, 63,0% do total desse tipo de degradação corresponde a alterações entre cerrado e pastagem com campo sujo de cerrado, 5,2% entre mata ciliar e pastagem e 7,9% entre pastagem e solo exposto.

Em ambos os mapas, os padrões de não-mudança predominam na região sul da bacia, onde a vegetação nativa ainda encontra-se preservada. É também nessa região que são observadas as áreas mais expressivas de regeneração média.

A região da bacia que mais sofreu processos de degradação (média e forte) decorrentes de atividades antrópicas foi a norte, seguida pela região central. É próximo ao encontro do rio Indaiá com o reservatório da UHE Três Marias que são observadas as maiores concentrações de solo exposto que não foram identificadas na imagem de 1990.

Com relação à pastagem, vale ressaltar que a maior parte das áreas correspondentes a essa unidade, observada nos anos de 2001 e de 2005, já existia em 1990. Isso explica o fato da classe de não-mudança ter ocorrido em mais de 80,0% da área para as duas situações analisadas.

Após a realização de uma operação matricial (soma) entre o mapa de detecção obtido para o período de 1990 a 2005 e o mapa de declividade da bacia, observou-se que aproximadamente 30,0% das áreas classificadas como 3 - degradação média e 4 - degradação forte se localizam em terrenos que apresentam valores de declividade entre 12 e 40%.

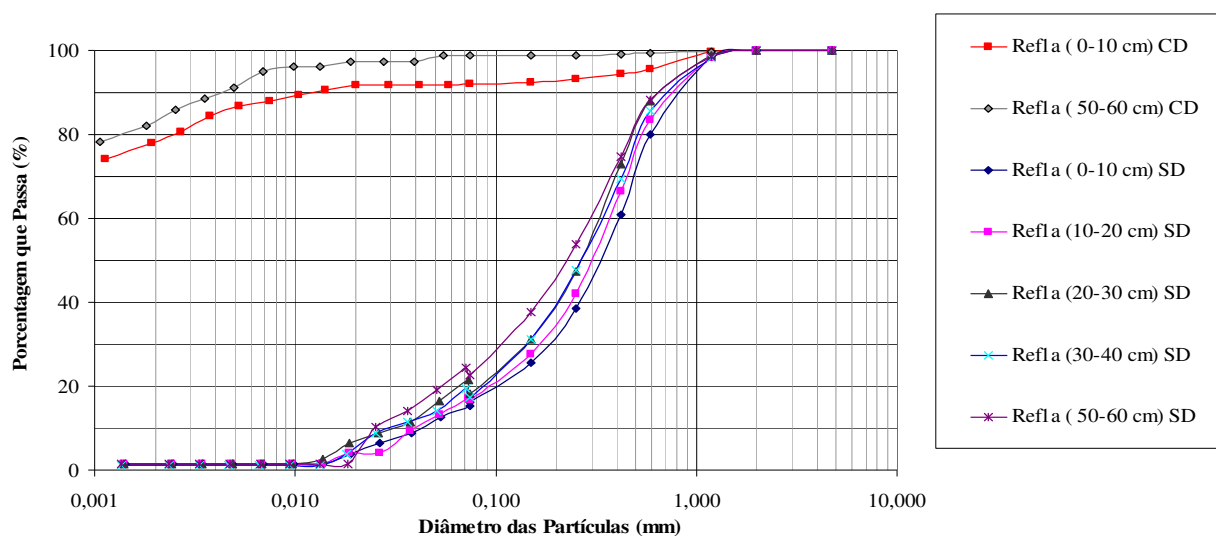
Figura 5.12 - Mapa de detecção de mudanças da bacia do rio Indaiá (período de 1990 a 2001), obtido pela técnica RCEN.

Figura 5.13 - Mapa de detecção de mudanças da bacia do rio Indaiá (período de 1990 a 2005),
obtido pela técnica RCEN.

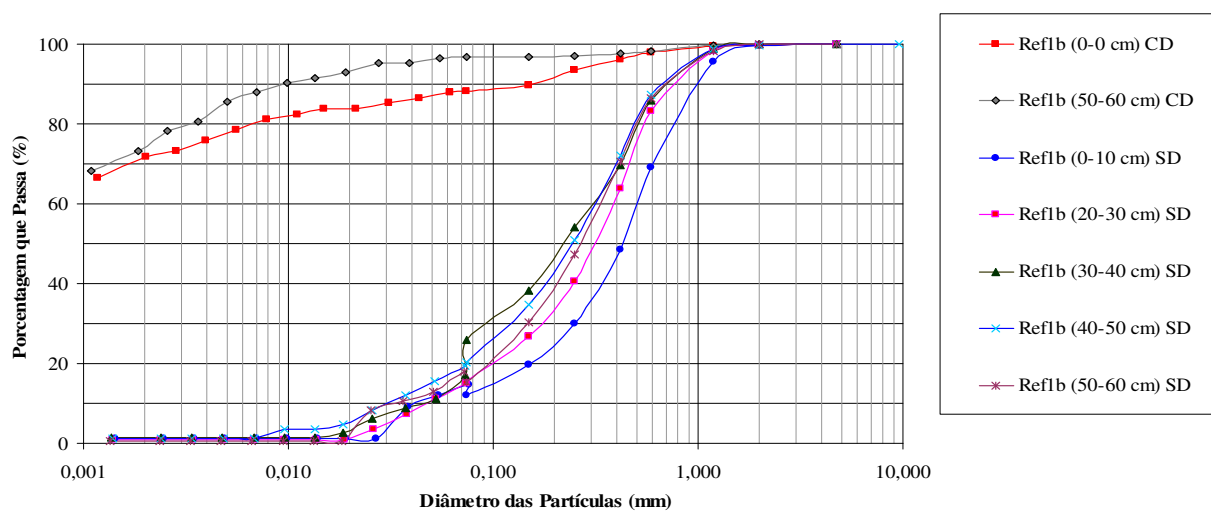
5.3. ANÁLISES FÍSICAS DOS SOLOS DA BACIA DO RIO INDAIÁ

5.3.1. CARACTERIZAÇÃO FÍSICA

As figuras 5.14(a) e (b) apresentam as curvas granulométricas, para diferentes profundidades, do solo coletado em dois pontos (Ref.1a e Ref.1b) do local selecionado como referência para as avaliações de perda de solo pelo Método do ^{137}Cs . Essas amostras foram selecionadas para análise devido à sua relevância, já que pertencem ao local de referência para a comparação dos resultados dos ensaios de césio de amostras coletadas em toda a extensão da bacia.



(a) Ponto de referência Ref.1a



(b) Ponto de referência Ref.1b

Figura 5.14 - Curvas granulométricas dos solos localizados nos pontos Ref.1a e Ref.1b.

Da Figura 5.14 nota-se a alteração na curva granulométrica ao se comparar os ensaios realizados com e sem o emprego de defloculante. No caso sem defloculante, a amostra Ref.1a com profundidade entre 0,0 e 0,10 m apresenta uma porcentagem de argila (grãos com diâmetro inferior a 0,002mm) de 1,4%, enquanto que ao se realizar o ensaio com o emprego de defloculante, a porcentagem de argila estimada foi de 78%. Um comportamento similar é observado em todos os ensaios granulométricos realizados com e sem defloculante nas amostras coletadas na bacia do rio Indaiá.

Essa modificação na metodologia de execução do ensaio tem efeito na alteração da classificação da amostra. No caso dos ensaios sem defloculante, a maioria das amostras (em torno de 70%) estaria compreendida entre as faixas granulométricas de areia fina e de areia média, com grãos variando entre 0,06mm a 0,6mm. A fração da amostra com grãos menores do que 0,06mm, siltes ou argilas, é de menos de 20%. Quando o ensaio de granulometria é realizado com a utilização de defloculante, mais de 90% dos grãos apresentam diâmetro menor do que 0,06mm, o que significa que a maioria da amostra apresenta granulometria de silte ou argila.

Nas curvas granulométricas das amostras, cujos ensaios foram realizados sem defloculante, pode ser observado que, em profundidade, o material apresenta uma porção levemente inferior de material agregado no tamanho de areia fina. Ao se comparar a porcentagem de material com diâmetro igual ou inferior a 0,2mm, é possível verificar que para a amostra Ref.1a, com profundidade entre 0,0 e 0,10 m, esta porcentagem é de 32%. Já a amostra Ref.1a, com profundidade entre 0,50 e 0,60 m, apresenta 48% de material com diâmetro igual ou inferior a 0,2mm. Este comportamento é observado em todas as amostras coletadas na bacia.

Quando os ensaios de granulometria são realizados com defloculante, pode ser observado um comportamento similar ao descrito anteriormente. Os materiais obtidos entre 0,50 e 0,60 m de profundidade apresentam um conteúdo maior de materiais finos quando comparados com os obtidos de profundidades entre 0,0 e 0,10 m. Uma evidência deste comportamento poder ser observada ao se comparar a porcentagem de material com diâmetro igual ou inferior a 0,06 mm. A amostra Ref.1a, com profundidade entre 0,0 e 0,10m, apresenta uma porcentagem de 87%, enquanto a amostra do mesmo ponto, com profundidade entre 0,50 e 0,60 m, evidencia uma porcentagem de material com diâmetro inferior ou igual a 0,06 mm de 93%. Para a

amostra do ponto Ref.1b, observa-se um comportamento similar, com 78% de material com diâmetro inferior ou igual a 0,06 mm, para a amostra entre 0,0 e 0,10 m, e de 86% para a amostra com profundidade entre 0,50 e 0,60 m.

Estas observações podem ser explicadas por alterações no pH do solo, que favorecem a movimentação de argilo-minerais das camadas superficiais para as camadas inferiores ou o arraste das partículas finas devido ao escoamento superficial da água.

Na Figura 5.15 é realizada a representação do limite de liquidez e da plasticidade na carta de plasticidade das amostras Ref.1a a Ref.1d. Da carta de plasticidade, observa-se que as amostras destes pontos apresentam variação do limite de liquidez - LL entre 45 e 58, com distribuição em torno da linha de LL = 50. A variação do índice de plasticidade se dá entre 10 e 25%, com todos os pontos abaixo da linha A. As frações finas das amostras são, conforme a carta de plasticidade, definidas como ML ou MH.

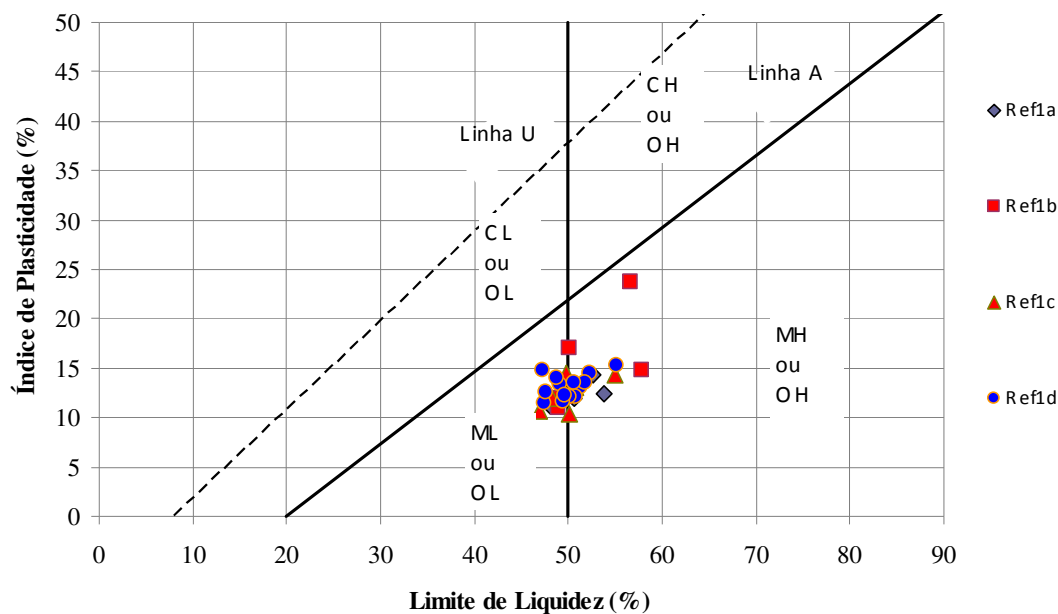


Figura 5.15 - Carta de plasticidade das amostras dos pontos de referência Ref.1a a Ref.1d.

A relação entre o índice de plasticidade e a porcentagem de material que passa na peneira No. 200, para as amostras Ref.1a a Ref.1d, é apresentada na Figura 5.16. Observa-se que apesar do aumento da fração da amostra que passa na peneira No. 200, o índice de plasticidade praticamente não varia, apresentando valores que oscilam na faixa de 10 a 16%.

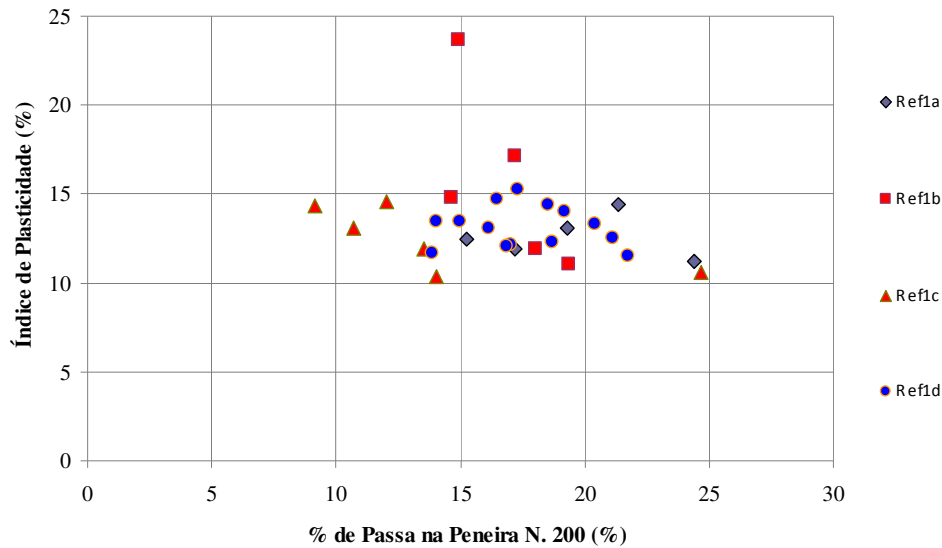


Figura 5.16 - Relação entre a fração que passa na peneira N.200 (sem defloculante) e o índice de plasticidade para as amostras dos pontos de referência Ref.1a a Ref.1d.

A relação entre o limite de liquidez e a plasticidade das amostras Ref.2a a Ref.2c e C01 a C13 está apresentada na carta de plasticidade da Figura 5.17. Da figura, percebe-se que a fração fina das amostras é definida como CL, ML ou MH e sua distribuição se dá aproximadamente ao longo da linha A.

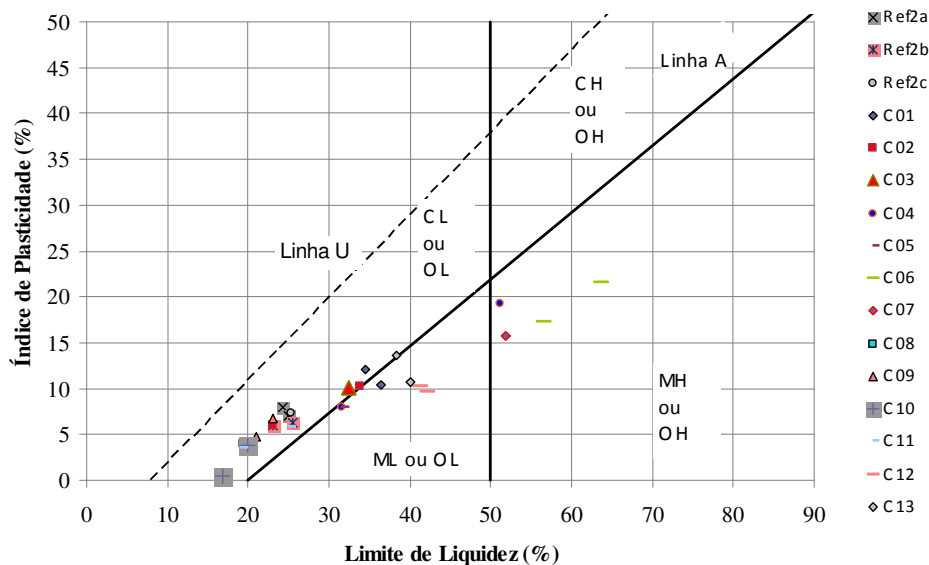


Figura 5.17 - Carta de plasticidade das amostras Ref.2a a Ref.2c e C01 a C13.

A variação do índice de plasticidade com a porcentagem de partículas de diâmetro inferior ao da peneira No. 200, obtida dos ensaios com defloculante, pode ser verificada na Figura 5.18.

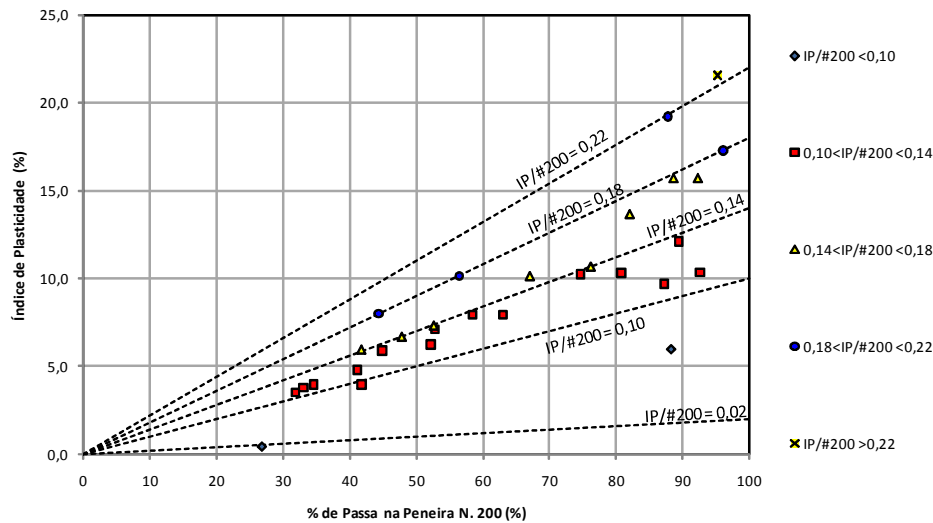


Figura 5.18 - Relação entre a fração que passa na peneira N.200 e o índice de plasticidade para as amostras Ref.2a a Ref.2c e C01 a C13.

Na Figura 5.19 é representada a variação do índice de plasticidade com a porcentagem de argila da amostra (porcentagem de partículas com diâmetro inferior a 0,002mm).

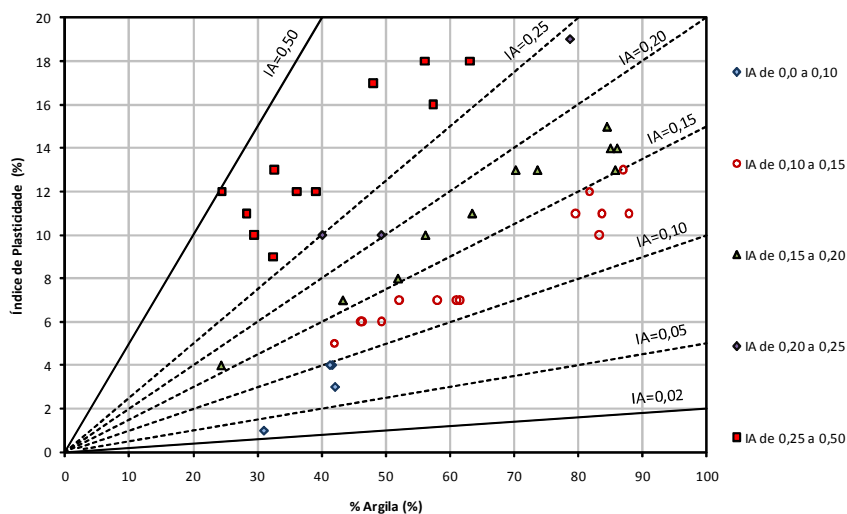


Figura 5.19 - Relação entre a porcentagem de argila e o índice de plasticidade para as amostras Ref.2a a Ref.2c e C01 a C13.

Os resultados dos ensaios de caracterização física (análise granulométrica, grau de floculação, massa específica real dos grãos, limites de consistência e índices de atividade) e do teor de matéria orgânica realizados nas amostras de solo coletadas na bacia do rio Indaiá estão apresentados na Tabela 5.8. As curvas granulométricas, para as diferentes profundidades das demais amostras, estão apresentadas no Anexo A.

Tabela 5.8 - Resultados das análises de caracterização física e do teor de matéria orgânica das amostras de solos coletadas na bacia do rio Indaia.

Ponto	Prof. (m)	LEG	AG ^{SD} (%)	AM ^{SD} (%)	AF ^{SD} (%)	Silte ^{SD} (%)	Argila ^{SD} (%)	AG ^{CD} (%)	AM ^{CD} (%)	AF ^{CD} (%)	Silte ^{CD} (%)	Argila ^{CD} (%)	GF (%)	G _s	LL	LP	IA	MO (%)
1	0,0-0,1	Cd	7,3	16,5	36,7	38,5	0,9	0,2	0,7	27,8	39,2	32,2	97,2	2,68	31	22	0,28	1,27
2	0,0-0,1	Rd	26,3	14,8	23,6	24,1	4,9	3,4	1,5	6,6	56,0	26,1	81,2	2,67	33	23	0,34	1,48
3	0,0-0,1	Rd	9,8	17,7	26,8	44,8	0,9	0,1	0,5	11,9	55,2	32,4	97,2	2,78	34	21	0,40	0,19
4	0,0-0,1	Rd	10,7	18,6	32,3	27,4	4,9	3,3	5,6	7,5	44,3	33,2	85,2	2,67	37	25	0,31	2,22
5	0,0-0,1	Rd	4,9	43,4	37,4	9,1	5,2	0,6	40,6	35,5	9,0	14,3	63,6	2,70	18	14	0,16	0,19
6	0,0-0,1	LEd	9,9	11,6	27,4	13,8	0,5	5,1	3,8	38,2	2,9	13,3	96,2	2,75	34	22	0,49	0,57
7	0,0-0,1	LVa	30,8	36,8	18,0	9,9	1,0	1,0	4,6	7,3	19,8	63,7	98,4	2,79	47	34	0,19	2,02
8	0,0-0,1	Rd	7,4	17,6	34,5	35,3	5,2	0,3	0,6	5,2	46,3	47,6	89,1	2,70	46	29	0,35	1,62
C _{Ref1a}	0,0-0,1	LVa	19,8	48,1	18,6	12,1	1,4	4,3	2,8	1,1	11,0	80,8	98,3	2,55	54	41	0,15	10,0
C _{Ref1a}	0,5-0,6	LVa	11,6	42,7	24,0	20,3	1,4	0,7	0,4	0,1	11,9	86,9	98,4	2,67	48	37	0,13	-
C _{Ref1b}	0,0-0,1	LVa	30,3	44,6	12,2	11,6	1,0	1,7	6,4	3,8	10,5	77,3	98,6	2,54	58	43	0,18	11,0
C _{Ref1b}	0,5-0,6	LVa	13,15	47,8	23,7	14,5	0,7	1,9	1,1	0,4	17,3	79,2	99,1	2,72	48	36	0,15	-
C _{Ref1c}	0,0-0,1	LVa	30,8	43,6	16,9	6,0	1,1	3,7	2,5	0,9	13,0	78,4	98,6	2,57	55	41	0,16	9,51
C _{Ref1c}	0,5-0,6	LVa	6,0	41,8	29,7	21,3	1,1	7,2	4,7	1,8	16,2	70,0	98,3	2,72	47	36	0,14	-
C _{Ref1d}	0,0-0,1	LVa	19,0	47,8	17,6	14,1	1,2	2,3	1,5	0,5	13,0	82,7	99,0	2,53	52	38	0,16	13,3
C _{Ref1d}	0,6-0,7	LVa	7,1	45,0	33,4	13,3	1,2	2,2	1,4	0,5	13,3	82,5	98,8	2,75	48	35	0,15	-
C _{Ref2a}	0,0-0,1	LEa	13,0	47,8	37,1	0,8	1,3	1,3	31,0	23,9	8,7	35,1	96,3	2,59	24	16	0,15	2,98
C _{Ref2a}	0,5-0,6	LEa	4,0	44,2	44,5	7,0	0,2	0,6	26,0	20,9	7,7	44,7	99,6	2,57	25	18	0,11	-
C _{Ref2b}	0,0-0,1	LEa	12,8	50,8	34,9	0,5	1,0	0,8	31,4	26,4	10,0	31,4	96,8	2,73	23	17	0,13	2,99
C _{Ref2b}	0,5-0,6	LEa	6,1	44,7	44,0	4,3	0,6	1,1	26,9	20,0	7,7	44,3	98,0	2,71	26	19	0,11	-
C01	0,0-0,1	Rd	24,1	16,9	21,2	35,0	0,3	0,7	1,2	2,8	54,4	38,4	99,2	2,69	36	26	0,25	0,77
C01	0,5-0,6	Rd	20,7	16,5	21,4	40,5	0,5	4,5	3,0	2,8	56,1	33,2	98,5	2,70	35	23	0,33	-
C02	0,0-0,1	Rd	11,8	21,6	36,1	30,0	0,5	0,8	0,9	10,1	39,7	48,5	99,0	2,63	23	17	0,12	0,60
C02	0,5-0,6	Rd	14,7	14,1	39,0	31,8	0,4	1,5	1,1	16,6	53,2	27,6	98,6	2,57	34	23	0,39	-
C03	0,0-0,1	Rd	10,8	39,3	34,9	14,3	0,5	0,9	21,7	21,2	17,9	38,1	98,7	2,67	32	22	0,20	2,35
C03	0,5-0,6	Rd	10,5	37,2	38,1	12,5	0,7	0,4	16,1	16,3	14,2	52,8	99,1	2,67	34	23	0,17	-
C04	0,0-0,1	Rd	14,9	37,0	35,4	10,9	1,5	1,3	17,8	19,0	19,7	41,9	96,4	2,66	31	24	0,13	2,39
C04	0,5-0,6	Rd	12,3	34,6	39,4	12,7	0,5	0,2	8,2	3,2	16,2	71,7	99,3	2,67	51	32	0,24	-
C05	0,0-0,1	Rd	8,5	37,0	40,4	13,0	0,3	0,8	18,0	22,7	22,9	34,8	99,1	2,50	31	24	0,16	3,27

Tabela 5.8 - Resultados das análises de caracterização física e do teor de matéria orgânica das amostras de solos coletadas na bacia do rio Indaiá
(continuação).

Ponto	Prof. (m)	LEG	AG ^{SD} (%)	AM ^{SD} (%)	AF ^{SD} (%)	Silte ^{SD} (%)	Argila ^{SD} (%)	AG ^{CD} (%)	AM ^{CD} (%)	AF ^{CD} (%)	Silte ^{CD} (%)	Argila ^{CD} (%)	GF (%)	G _s	LL	LP	IA	MO (%)
C06	0,0-0,1	Rd	29,4	22,1	28,8	15,7	1,5	1,6	0,0	0,0	35,5	60,5	97,7	2,54	57	39	0,29	5,42
C07	0,0-0,1	Rd	13,8	21,3	34,0	25,6	0,7	5,0	3,0	0,1	39,3	50,3	97,2	2,55	56	38	0,32	7,91
C07	0,5-0,6	Rd	14,7	22,9	33,1	26,0	0,9	2,4	1,6	1,3	38,6	53,7	98,5	2,76	52	36	0,28	-
C08	0,0-0,1	LVa	7,7	43,1	44,7	0,9	1,2	1,0	24,4	38,1	4,1	30,0	96,0	2,65	19	15	0,10	2,65
C09	0,0-0,1	LVa	5,2	43,0	46,7	4,5	0,5	0,5	20,0	38,6	7,5	33,3	98,5	2,66	21	16	0,12	0,86
C09	0,5-0,6	LVa	3,5	41,5	50,9	2,9	1,2	0,8	24,0	27,5	4,1	43,6	97,2	2,80	23	16	0,12	-
C10	0,0-0,1	PVd	38,6	26,1	9,1	6,0	20,2	0,6	34,1	39,1	6,0	20,2	95,5	2,58	17	16	0,03	1,77
C10	0,5-0,6	PVd	1,2	37,7	56,6	3,6	0,9	0,8	29,1	37,6	3,6	28,9	96,9	2,63	20	16	0,10	-
C11	0,0-0,1	PVd	1,8	45,3	51,5	0,5	0,9	0,6	31,1	36,9	2,7	28,7	96,9	2,69	19	16	0,07	2,13
C11	0,5-0,6	PVd	2,3	38,8	53,4	4,6	0,9	0,5	23,6	31,3	9,6	35,0	97,7	2,80	25	19	0,13	-
C12	0,0-0,1	LVa	26,1	39,5	28,0	5,4	1,0	13,5	8,7	3,1	31,0	43,6	97,9	2,65	41	31	0,18	3,42
C12	0,5-0,6	LVa	24,9	38,9	28,8	4,8	0,8	2,4	6,9	1,7	13,2	74,0	98,9	2,81	42	32	0,12	-
C13	0,0-0,1	LVa	30,6	34,0	26,4	5,7	1,2	1,0	8,8	6,1	17,2	64,8	98,1	2,73	38	25	0,18	4,06
C13	0,5-0,6	LVa	18,3	34,2	31,2	7,7	0,2	8,2	5,3	1,9	10,9	65,3	99,7	2,75	40	29	0,13	-

Nota: LEG-Legenda do tipo de solo; AG-Areia grossa; AM-Areia média; AF-Areia fina; AN-Argila natural; GF-Grau de floculação; G_s-massa específica real dos grãos; LL-Limite de liquidez; LP-Limite de plasticidade; IA-Índice de atividade da argila; MO-Teor de matéria orgânica; SD-Sem defloculante; CD-Com defloculante.

5.3.2. CARACTERIZAÇÃO MCT

As amostras de solo coletadas na camada mais superficial (entre 0,0 e 0,10m) foram submetidas a ensaios de identificação e descrição expedita (táctil visual) de solos segundo a metodologia MCT. Na Tabela 5.9 são apresentados os resultados dos ensaios de classificação expedita, com algumas observações. Foram determinados os índices de contração diametral (Ct) e o valor médio da penetração, em milímetros.

Uma vez obtidos os valores de contração e penetração para cada uma das amostras ensaiadas, estes foram locados na carta de classificação MCT simplificada, apresentada na Figura 5.20. Dessa figura, pode-se observar que, das amostras ensaiadas segundo a metodologia simplificada, doze são classificadas como NA, o que corresponde a uma mistura de areia quartzosa com finos de comportamento não laterítico (solo arenoso), e nove amostras foram enquadradas como NA-NS', em que a sigla NS' representa os solos siltosos não lateríticos. Somente uma das amostras, a identificada como C05, foi caracterizada como sendo do tipo LA, que, segundo a denominação, corresponde a uma areia laterítica quartzosa.

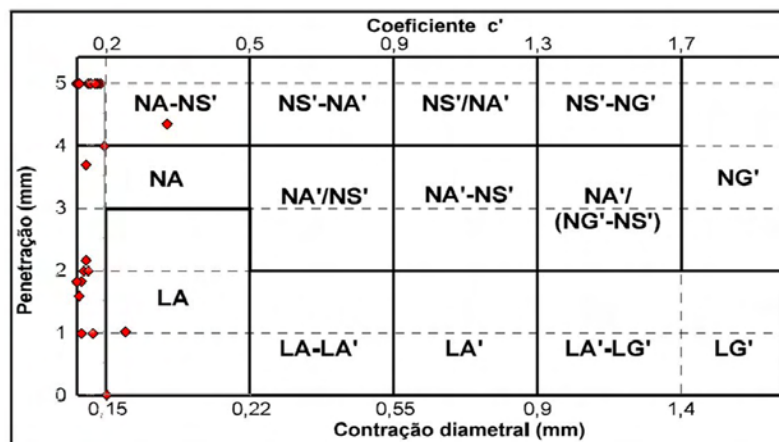


Figura 5.20 - Carta MCT para os ensaios realizados em amostras da bacia do RIO Indaiá.

Ao se observar as frações granulométricas, apresentadas na Tabela 5.8, para os ensaios realizados sem o uso de defloculante, é possível concluir que menos de 3% das amostras apresentam um maior conteúdo de silte e argila que o conteúdo de areia (areia grossa, areia média e areia fina). De forma coerente, os resultados da classificação MCT simplificada, caracterizam a grande maioria das amostras como sendo de solos arenosos não lateríticos NA, ou como uma mistura de solos arenoso e siltoso, não laterítico, nos quais a fração areia é predominante NA-NS'.

Tabela 5.9 - Caracterização MCT das amostras de solos da bacia do rio Indaiá.

Amostra	Plasticidade (1)	Medidas dos anéis				Cálculo de c'	Grupo MCT	Resistência ao esmagamento da bola seca (2)	Umidade de moldagem, obtida das bolinhas (%)	Natureza mineralógica (3)
		Contração (mm)	Penetração (mm)	Tempo de ascensão d'água	Peculiaridades da amostra					
C-01	mp	0,11	5,00	2min e 01s	Presença de expansão e trincas após 4 horas.	0,1	NA - NS'	Ma	31,40	Mi
C-02	ap	0,13	4,00	3min e 49s	Ocorrência de várias trincas após as 4 horas. Presença de expansão.	0,1	NA	Ma	31,69	Mi
C-04	ap	0,14	0,02	5min e 48s	-	0,2	NA	Ma	24,19	Mi
C-05	ap	0,16	1,00	5min e 42s	-	0,2	LA	Ma	24,95	Mi
C-06	ap	0,18	4,33	5min e 43s	Trincas após 4 horas	0,3	NA - NS'	Ma	36,58	Or-Mi
C-08	mp	0,03	1,83	1min e 30s	-	0,0	NA	Ma	21,86	-
C-09	mp	0,04	2,00	6min e 33s	Ocorrência de trincas após as 4 horas	0,0	NA	Ma	23,83	-
C-10	mp	0,03	1,00	5min e 40s	Ocorrência de trincas após 4 horas	0,0	NA	Ma	24,27	-
C-11	mp	0,03	1,00	5min e 45s	Ocorrência de trincas após as 4 horas	0,0	NA	Ma	28,00	-
C-14	mp	0,01	5,00	5min e 48s	Ocorrência de expansão após 4 horas	0,0	NA - NS'	Ma	21,21	-
C-15	mp	0,01	1,83	0min e 32s	Presença de expansão após as 4 horas	0,0	NA	Ma	21,53	-
C-16	mp	0,06	2,00	6min e 43s	Ocorrência de trincas após as 4 horas	0,0	NA	Ma	34,10	-
C-17	mp	0,08	1,00	5min e 02s	Presença de trincas e expansão após as 4 horas	0,0	NA	Ma	32,79	-
CRef1a	bp	0,05	3,70	0min e 30s	Presença de trincas e expansão após as 4 horas	0,0	NA	Bx	50,51	-
CRef1b	bp	0,06	5,00	0min e 28s	Presença de trincas após as 4 horas	0,0	NA - NS'	Bx	50,38	-
PT-01	mp	0,09	5,00	2min e 23s	Ocorrência de expansão e trincas após as 4 horas	0,0	NA - NS'	Ma	30,40	Mi

Tabela 5.9 - Caracterização MCT das amostras de solos da bacia do rio Indaiá (Continuação).

Amostra	Plasticidade (1)	Medidas dos anéis				Cálculo de c'	Grupo MCT	Resistência ao esmagamento da bola seca (2)	Umidade de moldagem, obtida das bolinhas (%)	Natureza mineralógica (3)
		Contração (mm)	Penetração (mm)	Tempo de ascensão d'água	Peculiaridades da amostra					
PT-03	ap	0,07	5,00	1min e 43s	Ocorrência de expansão e trincas após as 4 horas	0,0	NA - NS'	Ma	33,39	Mi
PT-04	ap	0,10	5,00	7min e 10s	Ocorrência de expansão e trincas após as 4 horas	0,0	NA - NS'	Ma	30,57	Mi
PT-05	mp	0,05	2,17	5min e 57s	-	0,0	NA	Ma	20,85	Mi
PT-06	mp	0,02	5,00	9min e 03s	Ocorrência de expansão após as 4 horas	0,0	NA - NS'	Ma	19,19	-
PT-07	ap	0,09	5,00	3min e 21s	Ocorrência de expansão e trincas após as 4 horas	0,0	NA - NS'	Ma	27,60	Mi
PT-08	Mp	0,02	1,60	2min e 02s	Presença de trincas após as 4 horas	0,0	NA	Ma	40,20	-

Notas:

1 - Plasticidade

np - Não plástico;
 bp - Baixa plasticidade;
 mp - Média plasticidade;
 ap - Alta plasticidade;

2 - Resistência ao esmagamento da bola seca

sm - Sem : Bola esmaga ao manuseio;
 bx - Baixa : Esmaga fácil com pressão dos dedos;
 md - Média : Esmaga com dificuldade com pressão dos dedos;
 at - Alta : Não esmagável com pressão dos dedos, esmagável com pressão do dedão sobre a bola contra uma placa dura;
 ma - Muito alta: Não esmaga mesmo com pressão do dedão sobre a bola contra uma placa dura.

3 - Natureza mineralógica

Or - Matéria orgânica;
 Mi - Micas;
 Fd - Feldspatos;
 Lt - Concreções Lateríticas;
 Su - Sulfetos;
 Gr - Fragmentos de Rocha; Granito;
 Db - Fragmentos de Rocha; Diabásio;
 Mg - Magnetita ou ilmenita;

5.3.3. MASSA ESPECÍFICA APARENTE SECA DAS AMOSTRAS COLETADAS PARA ANÁLISE DE ¹³⁷CS

Durante o desenvolvimento da pesquisa, foi realizada a determinação da massa específica aparente seca (Figura 5.21), entre as profundidades de 0,0 e 0,60m, nos pontos onde foram coletadas amostras para as análises de medidas do teor de ¹³⁷Cs.

A Figura 5.21 mostra que o perfil de densidade nos pontos de coleta das amostras Ref.2b e C10 apresenta um aumento entre as profundidades 0,0-0,10m e 0,10-0,20m. O perfil no ponto C08 apresenta uma tendência similar aos perfis anteriores, com a diferença de que o aumento gradual da densidade se dá até a profundidade 0,20-0,30m. A partir desse ponto os perfis de densidade se invertem e apresentam uma leve redução, ou permanecem aproximadamente constantes, até a profundidade média da faixa de 0,50-0,60m.

Os outros perfis de densidade apresentam redução dessa propriedade com o aumento da profundidade. Num grupo dos perfis, a maior redução porcentual da densidade se apresenta ao passar da faixa de profundidade 0,00-0,10m para a faixa de profundidade de 0,10-0,20m. Uma exceção ocorre no perfil do ponto C09, em que a maior redução porcentual da densidade se dá ao passar da faixa de profundidade 0,20-0,30m para a de 0,30-0,40m.

A redução na densidade do solo ao longo da profundidade pode ser explicada pela compactação da camada mais superficial do solo provocada pelo tráfego de maquinários agrícolas e/ou de animais, nas regiões de pastagem.

As amostras coletadas nos pontos Ref.1a, Ref.1b, C12 e C13 são as que apresentam os menores valores de massa específica seca. Isso pode ser explicado pelos altos teores de argila e de matéria orgânica encontrados nessas amostras (ver Tabela 5.8).

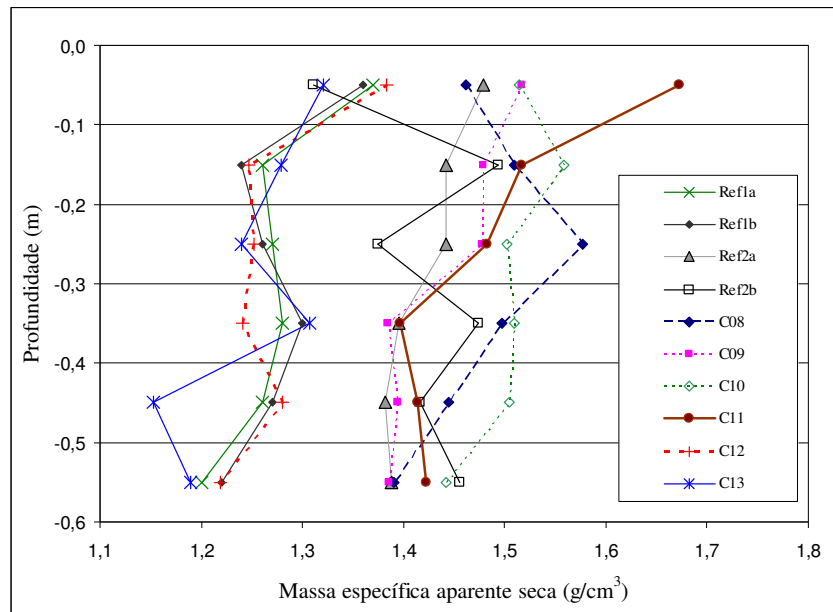


Figura 5.21 – Massa específica aparente seca do solo em vários perfis amostrados para as medidas do teor de ^{137}Cs .

5.4. ERODIBILIDADE DOS SOLOS

A erodibilidade pode ser definida como sendo a facilidade que um solo tem em sofrer desagregação de suas partículas e posterior transporte. Tal propriedade está relacionada, principalmente, com a destacabilidade e a transportabilidade, que, por sua vez, estão associadas às forças de atração existentes no solo e à sua granulometria (Mitchell & Bubenzer, 1980).

A Tabela 5.10 apresenta os valores médios dos fatores de erodibilidade (K), em t.h/MJ.mm.ano, estimados pelas equações de Wischmeier *et al.* (1971) - K_1 e de Lima *et al.* (1990) - K_2 , para os solos da bacia do rio Indaiá.

De acordo com a classificação apresentada por Mannigel *et al.* (2002), mostrada na Tabela 2.9 (item 2.8.2.1), os valores dos fatores de erodibilidade, estimados pelas duas equações, variaram de baixos a muito altos.

Pela utilização da Equação de Wischmeier *et al.* (1971), são classificados como de baixa erodibilidade os Latossolos de texturas argilosa e areia-franca e os Neossolos Litólicos de textura muito argilosa. Os Latossolos e Argissolos de textura franco-argilo-arenosa, e os

Neossolos Litólicos de textura franco-argilosa são classificados como solos de erodibilidade média, enquanto os Neossolos Litólicos e os Cambissolos de textura franco-argilo-siltosa apresentam fatores que se classificam como altos.

Tabela 5.10 - Valores médios dos fatores de erodibilidade para os principais tipos de solos da bacia do rio Indaiá.

Tipo de solo	K_1	K_2
	Wischmeier <i>et al.</i> (1971)	Lima <i>et al.</i> (1990)
Latossolo Vermelho-Amarelo de text. argilosa – LVa2	0,011	0,012
Latossolo Vermelho-Escuro de text. argilosa – LEa	0,014	0,016
Latossolo Vermelho-Escuro de text. areia franca – LEd	0,013	0,022
Latossolo Vermelho-Amarelo de text. franco-argilo-arenosa – LVa3	0,018	0,022
Argissolo Vermelho-Amarelo de text. franco-argilo-arenosa – PVd	0,018	0,022
Neossolo Litólico de text. muito argilosa – Rd2	0,015	0,022
Neossolo Litólico de text. franco-argilosa - Rd3	0,022	0,038
Neossolo Litólico (60%) + Cambissolo (40%) text. franco argilosa - Ra	0,022	0,038
Neossolo Litólico text. franco-argilo-siltosa - Rd4	0,037	0,044
Cambissolo (60%) + Neossolo litólico (40%) text. franco-argilo-siltosa – Cd	0,037	0,055

Como já era esperado, as estimativas realizadas com a Equação de Lima *et al.* (1990) apresentaram valores mais elevados do que as realizadas com a Equação de Wischmeier *et al.* (1971). Isso fez que com alguns solos fossem classificados de forma diferente da apresentada no parágrafo anterior. De acordo com os resultados obtidos por meio da utilização da Equação de Lima *et al.* (1990), somente os Latossolos Vermelho-Amarelos de textura argilosa são classificados como solos de baixa erodibilidade. Os Latossolos Vermelho-Escuros de texturas argilosa e areia franca, os Latossolos Vermelho-Amarelos e Argissolos de textura franco-argilo-arenosa e os Neossolos Litólicos de textura muito argilosa são considerados solos com erodibilidade média. Os Neossolos Litólicos de texturas franco-argilosa e franco-argilo-siltosa se enquadram na classe de erodibilidade alta, e a mescla de Cambissolos com Neossolos Litólicos de textura franco-argilo-siltosa, na de erodibilidade muito alta.

Com exceção dos Neossolos Litólicos de texturas muito argilosa e franco-argilosa, obtidos com a Equação de Wischmeier *et al.* (1971), os valores apresentados na Tabela 5.10 estão de acordo com os encontrados por outros pesquisadores, nacionais e estrangeiros (Foster *et al.*, 1981; Bertoni e Lombardi Neto, 1990; Silva *et al.*, 1999 e Correchel, 2002). Silva *et al.* (1999), por exemplo, estudando os Latossolos brasileiros, encontraram os valores de K (t.h/MJ.mm.ano) mínimo de 0,002, médio de 0,011 e máximo de 0,034.

Os Neossolos Litólicos de textura muita argilosa, que apresentam um baixo valor médio do fator de erodibilidade, ocorrem em um trecho isolado da bacia, na região sudeste, onde foram coletadas amostras para as medidas do teor de ^{137}Cs no solo.

A erodibilidade é um fator complexo que depende da interação de atributos múltiplos (Lima *et al.*, 1990). Porém, além da textura, mudanças no conteúdo de matéria orgânica, na estrutura do solo, no conteúdo de íons solúveis e trocáveis, provocadas pela utilização agropecuária, podem alterar a erodibilidade de um solo.

Os mapas de erodibilidade dos solos da bacia do rio Indaiá, obtidos pela utilização das equações de Wischmeier *et al.* (1971) e de Lima *et al.* (1990), são apresentados nas figuras 5.22 e 5.23, respectivamente.

Para as análises qualitativas de previsão de erosão, o mapa de erodibilidade foi elaborado com base nos valores estimados pela Equação de Lima *et al.* (1990), uma vez que essa equação foi adaptada para melhor se ajustar aos latossolos de uma região localizada próximo à bacia do rio Indaiá. Os valores de erodibilidade foram relativizados para uma escala de 0 a 10, sendo ponderadas e definidas as seguintes classes: I (0,0 a 2,0), II (2,1 a 4,0), III (4,1 a 6,0), IV (6,1 a 8,0) e V (8,1 a 10,0). Na Tabela 5.11 podem ser observadas as unidades pedológicas que correspondem a cada uma das classes.

Tabela 5.11 - Classes de erodibilidade dos solos consideradas nas análises qualitativas de previsão de erosão.

Classes de erodibilidade	Índices relativos de erodibilidade	Unidades Pedológicas
I – Baixa	0 a 2,0	Latossolo Vermelho-Escuro de textura argilosa e Latossolo Vermelho-Amarelo de textura argilosa
II - Média baixa	2,1 a 4,0	Latossolo Vermelho-Escuro de textura areia franca, Latossolo Vermelho-Amarelo de textura franco-argilo-arenosa, Argissolo Vermelho-Amarelo de textura franco-argilo-arenosa e Neossolo Litólico de textura muito argilosa
III - Média alta	4,1 a 6,0	-
IV – Alta	6,1 a 8,0	Neossolos Litólicos de texturas franco-argilosa e franco-argilo-siltosa
IV - Muito alta	8,1 a 10,0	Cambissolo + Neossolo Litólico de textura franco-argilo-siltosa

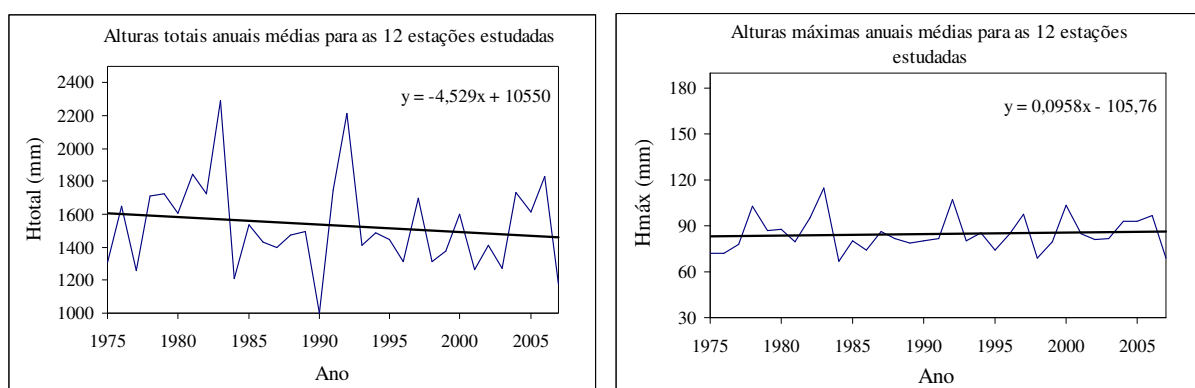
5.5. ESTUDOS HIDROLÓGICOS

5.5.1. DADOS PLUVIOMÉTRICOS E EROSIVIDADE DA CHUVA

Após a análise de consistência dos dados, realizada de acordo com o exposto no Capítulo 3 (item 3.1.5.1), foram traçados gráficos que correlacionam os valores das precipitações totais anuais, bem como os valores máximos anuais das precipitações diárias, com o tempo. As figuras 5.24(a) e (b) apresentam as médias, para as doze estações analisadas, das alturas de chuva totais anuais e das máximas anuais de precipitação diária, para o período de 1975 a 2007, com as respectivas linhas de tendência. Os gráficos obtidos isoladamente para cada uma das estações estudadas estão apresentados no Anexo B.

Na Figura 5.24, é possível observar que as maiores taxas de precipitação total anual e precipitação máxima ocorreram nos anos de 1983 e 1992, enquanto os anos de 1984 e 1990 registraram as menores taxas de precipitação total anual.

No período analisado, a linha de tendência para as alturas totais anuais médias mostra uma pequena diminuição da precipitação ao longo do tempo. Esse comportamento também foi observado em nove das doze estações examinadas isoladamente. As estações Barra do Funchal, Paineiras e Estrela do Indaiá apresentaram um pequeno aumento da precipitação ao longo do tempo. No entanto, para as duas últimas estações só foram obtidos dados a partir do ano de 1989, não sendo estudados os dados pluviométricos do ano de 1983, considerado de cheia.

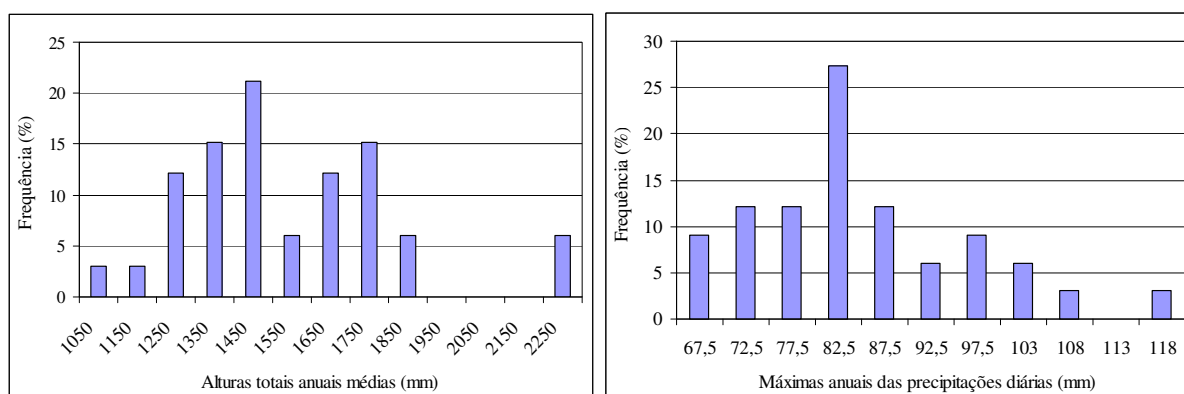


(a) Alturas totais anuais médias

(b) Máximas anuais das precipitações diárias

Figura 5.24 - Alturas de chuva totais e máximas anuais médias, para o período de 1975 a 2007.

As figuras 5.25(a) e (b) apresentam os histogramas de frequência de ocorrência para os intervalos de alturas de precipitação totais anuais médias e de máximas anuais das precipitações diárias. Na Figura 5.25(a), para um intervalo de classes de 100 mm de alturas totais anuais médias, a moda do histograma (máxima frequência) está compreendida entre os valores de 1400 e 1500 mm (valor médio de 1450 mm). Na Figura 5.25(b), a moda corresponde ao intervalo de 80 a 85 mm (valor médio de 82,5 mm), para um intervalo de classes definido de 5 mm. Ambos os gráficos apresentam frequências com assimetria positiva, com os valores das modas sendo um pouco inferiores aos das médias.



(a) Alturas totais anuais médias

(b) Máximas anuais das precipitações diárias

Figura 5.25 - Histogramas de frequência de ocorrência para os dados de precipitação.

A distribuição das alturas médias de precipitação para cada mês do ano está apresentada na Figura 5.26. Os meses de novembro, dezembro e janeiro apresentam altos valores de precipitação, entre 200 e 300 mm, enquanto nos meses de estiagem (junho, julho e agosto) esses valores não ultrapassam os 20 mm.

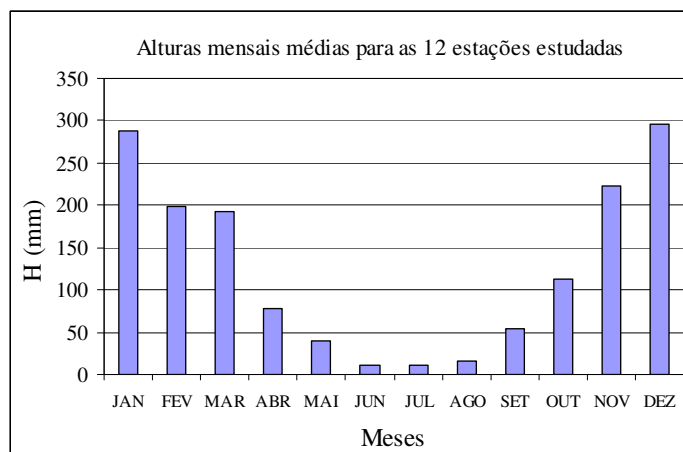


Figura 5.26 - Alturas de chuvas mensais médias, para o período de 1975 a 2007.

A análise da distribuição do potencial erosivo da chuva é de grande importância para os estudos de erosão. Para as doze estações analisadas, os valores extremos dos índices anuais de erosividade, calculados de acordo com a Equação 2.15, foram de 3694,1 e 16244,2 MJ.mm/ha.h.ano. Os índices médios variaram de 6670,6 MJ.mm/ha.h.ano, na estação Abaeté, a 8484,4 MJ.mm/ha.h.ano, na estação Tapiraí Jusante. Em geral, as estações que exibem os valores mais altos de erosividade são Tapiraí Jusante e Pratinha, que se localizam ao sul da bacia. Nessas estações, também foram verificadas as maiores taxas de precipitação. A Tabela 5.11 apresenta os valores de erosividade média, máxima e mínima para cada uma das estações, enquanto na Figura 5.27 pode ser observada a distribuição da erosividade anual ao longo do tempo, para o período analisado.

Tabela 5.12 - Valores de erosividade média, máxima e mínima anual, em MJ.mm/ha.h.ano, para as estações analisadas.

Estação (Código)	Faz. S.Félix (01845002)	Lag.Gouvêia (01845004)	Tiros (01845014)	Porto Indaiá (01845022)	Paineiras (01845030)	B.Funchal (01945002)
Média	6704,0	7433,5	7616,1	6823,0	6787,6	7488,6
Máxima	9102,8	11626,6	12554,4	9869,5	9556,3	10433,7
Mínima	3694,1	4382,8	5006,9	4761,4	4509,8	4857,5
Estação (Código)	Matutina (01945013)	Abaeté (01945035)	Est.Indaiá (01945041)	Tapiraí Jus. (01946000)	São Gotardo (01946009)	Pratinha (01946010)
Média	7451,2	6670,6	7291,1	8484,4	7449,8	8264,8
Máxima	11496,9	11429,2	10408,0	16244,2	10734,5	13266,2
Mínima	4749,1	4331,4	4699,8	4346,0	4484,9	4129,5

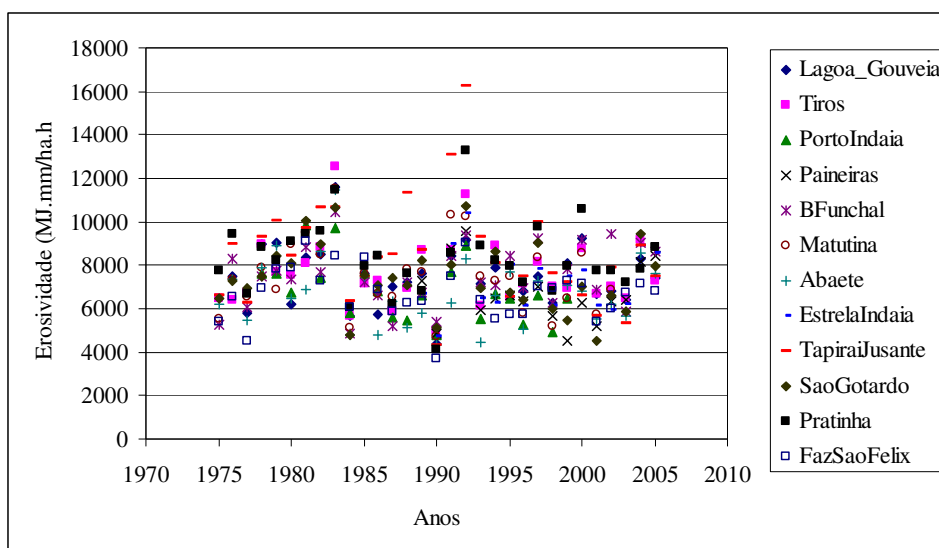


Figura 5.27 - Valores de erosividade anual da chuva para as 12 estações analisadas.

A distribuição de frequência de ocorrência para os valores médios de erosividade anual pode ser observada na Figura 5.28. O intervalo de valores que apresenta a maior frequência é o compreendido entre 6000 e 6500 MJ.mm/ha.h. Os valores acima de 10.500° MJ.mm/ha.h correspondem aos anos de 1983 e 1992. Os histogramas de frequência para cada estação pluviométrica podem ser visualizados no Anexo C.

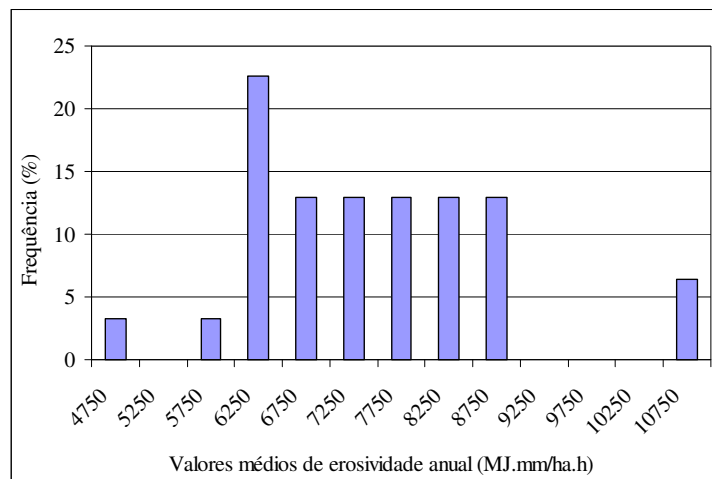


Figura 5.28 - Histograma de frequência para os valores médios de erosividade anual.

O conhecimento dos valores de erosividade nos meses mais chuvosos do ano é muito importante para o estabelecimento de práticas conservacionistas mais eficientes nesses períodos, o que evitaria maiores perdas de solo. A Figura 5.29 apresenta a distribuição das médias de erosividade mensal máxima, média e mínima, para as doze estações consideradas no presente estudo.

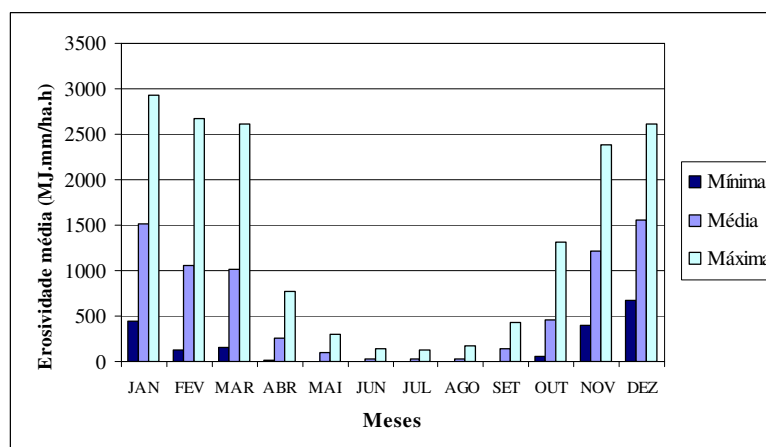


Figura 5.29 - Valores médios de erosividade mensal máxima, média e mínima, para o período de 1978 a 2005.

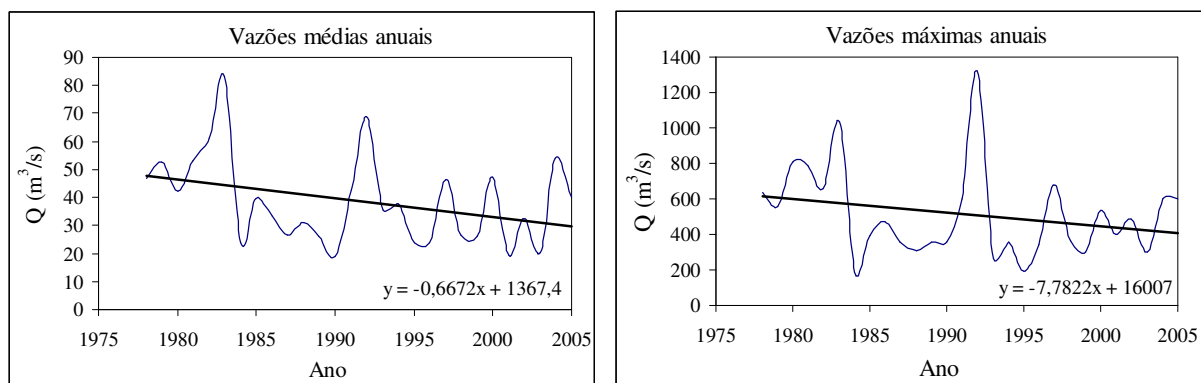
Como observado nos dados pluviométricos, os meses de novembro, dezembro e janeiro são os que apresentam os valores de erosividade mais altos (com os valores máximos entre 2.613 e 2.931 MJ.mm/ha.h), indicando que nesse período é esperada a maior parte das perdas anuais de solo por erosão na bacia. Nos meses de junho, julho e agosto os valores máximos não ultrapassam os 170 MJ.mm/ha.h.

Na Figura 5.30 é apresentado o mapa de erosividade da bacia do rio Indaiá, para o ano de 2005, obtido de acordo com o apresentado no Capítulo 3 (item 3.10.2.1).

5.5.2. DADOS FLUVIOMÉTRICOS

Da série de vazões líquidas diárias da estação Porto Indaiá, obtida para o período de 1978 a 2005, foram calculados os valores máximos e médios anuais (Figura 5.31). Essa estação apresenta uma área de drenagem de 2.260 km² e se localiza no rio Indaiá, no ponto de coordenadas 45°35'00"W e 18°42'00"S, a aproximadamente 11 km do reservatório (ver Figura 3.2). A vazão máxima observada no período foi de 1.319,4 m³/s e ocorreu no dia 05/02/1992, enquanto a vazão de longo termo (média das vazões médias anuais) foi de 38,1 m³/s. Como nos dados pluviométricos, também foi observada uma tendência de diminuição dos valores de vazão ao longo do tempo, com as maiores taxas de deflúvio ocorrendo nos anos de 1983 e 1992.

A distribuição de frequência de ocorrência das vazões máximas anuais pode ser observada na Figura 5.32. Para um intervalo de classes de 50 m³/s, a moda do histograma está compreendida entre os valores de 350 e 400 m³/s (valor médio de 375 m³/s). Como nos dados de precipitação, esse gráfico também apresenta frequência com assimetria positiva, com o valor da moda sendo inferior ao da média.



(a) Médias anuais das vazões diárias

(b) Máximas anuais das vazões diárias

Figura 5.31 - Vazões médias e máximas anuais, para o período de 1978 a 2005.

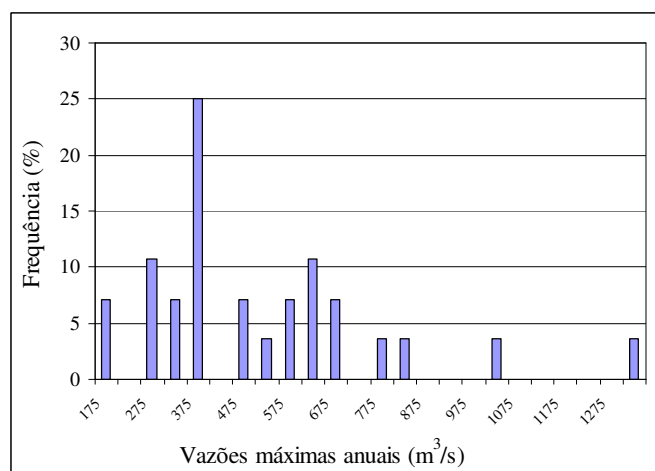


Figura 5.32 - Histograma de frequência das vazões máximas anuais do rio Indaiá, na estação Porto Indaiá.

A Figura 5.33 mostra a distribuição das médias das vazões máximas, médias e mínimas de cada mês do ano, para o período analisado. Pode-se observar que os maiores deflúvios ocorreram nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, enquanto que os maiores valores de precipitação foram observados nos meses de novembro, dezembro e janeiro. Essa defasagem entre os dados máximos de precipitação e de vazão pode ter ocorrido devido ao baixo grau de saturação do solo ao final da estação seca, que provoca uma maior infiltração das chuvas. Na medida em que o período chuvoso avança, o solo começa a apresentar maiores graus de saturação, diminuindo a taxa de infiltração e aumentando o escoamento superficial para os cursos d'água. Um outro fator que pode ter contribuído para esse retardo é o fato dos valores de precipitação terem sido obtidos de estações localizadas em pontos distanciados da seção de

medição dos deflúvios. Assim, a precipitação que atinge uma estação pluviométrica necessita de algum tempo para atingir a seção fluviométrica. Esse tempo varia em função da topografia do terreno e do comprimento do canal principal.

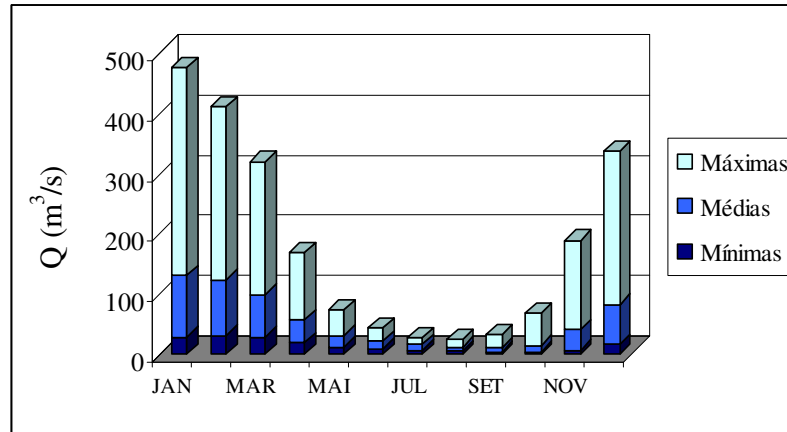
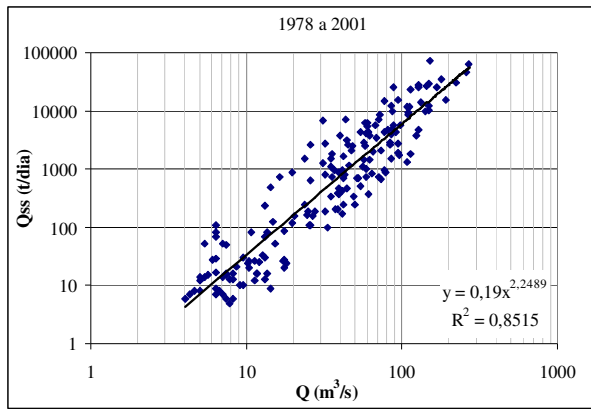


Figura 5.33 - Valores médios de vazões mensais máximas, médias e mínimas, para o período de 1978 a 2005.

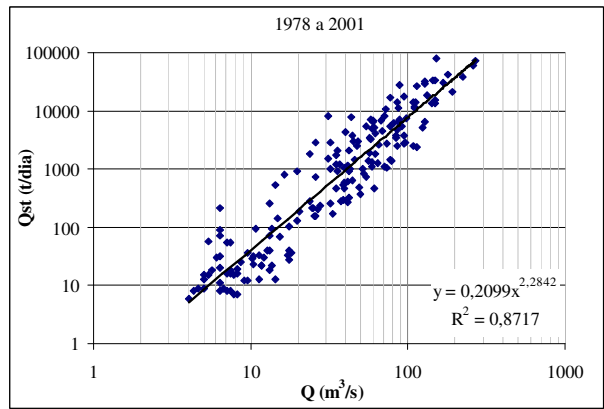
5.5.3. DADOS SEDIMENTOMÉTRICOS

A partir dos valores das descargas sólidas (em suspensão e total) e líquidas da estação Porto Indaiá foram estabelecidas curvas-chave (Figura 5.34) que relacionam vazão líquida, em m^3/s , e vazão sólida, em t/dia. Observou-se que na bacia do rio Indaiá a descarga sólida em suspensão representa aproximadamente 80% da descarga sólida total. As figuras 5.35 a 5.37 apresentam as curvas obtidas, com dados de sedimentos em suspensão, para os períodos de 1978 a 1981, 1982 a 1985, 1986 a 1989, 1990 a 1993, 1994 a 1997 e 1998 a 2001.

A aplicação da equação da curva da Figura 5.34(b) na série de vazões líquidas diárias permitiu a obtenção dos valores diários de descarga sólida total para o período de 2002 a 2005. Esses valores foram utilizados no cálculo da produção específica anual de sedimentos.



(a) Descarga em suspensão



(b) Descarga total

Figura 5.34 - Curvas-chave de sedimentos para todo o período analisado.

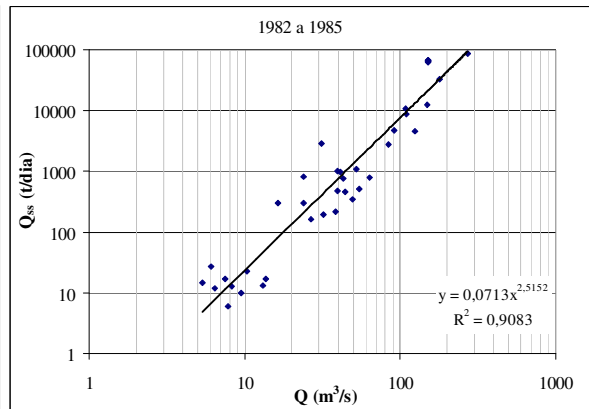
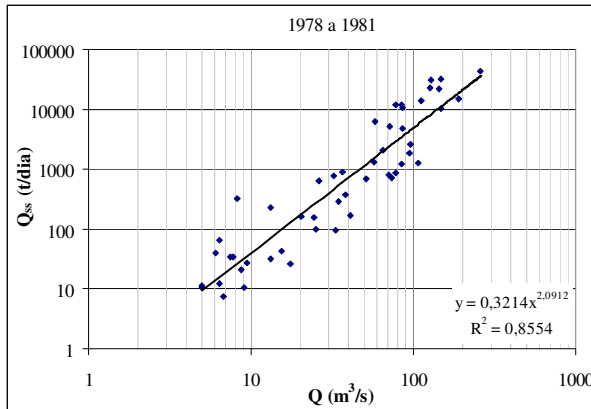


Figura 5.35 - Curvas-chave de sedimentos para os períodos de 1978/1981 e 1982/1985.

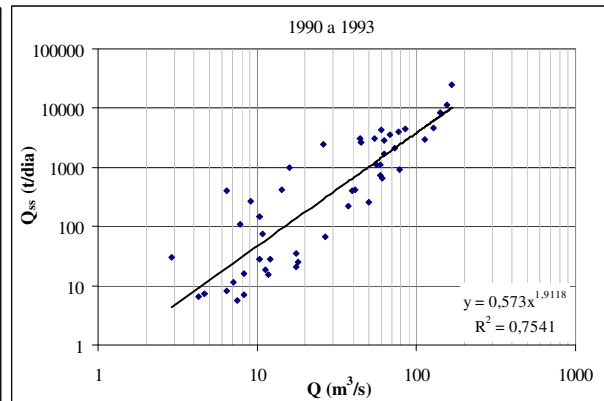
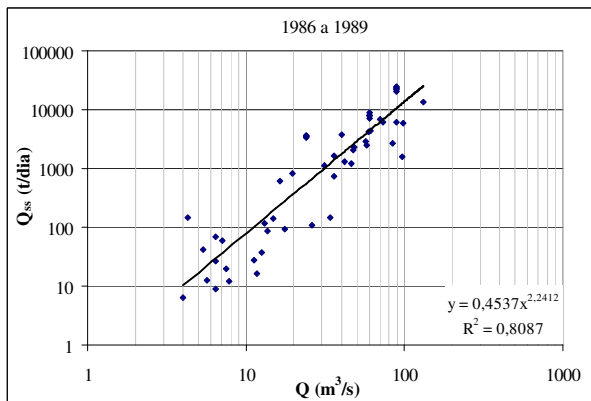


Figura 5.36 - Curvas-chave de sedimentos para os períodos de 1986/1989 e 1990/1993.

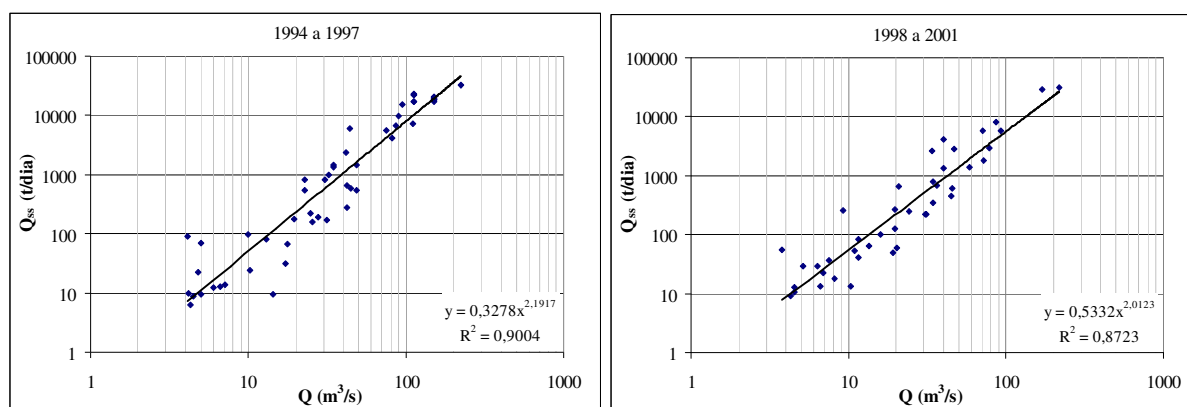


Figura 5.37 - Curvas-chave de sedimentos para os períodos de 1994/1997 e 1998/2001.

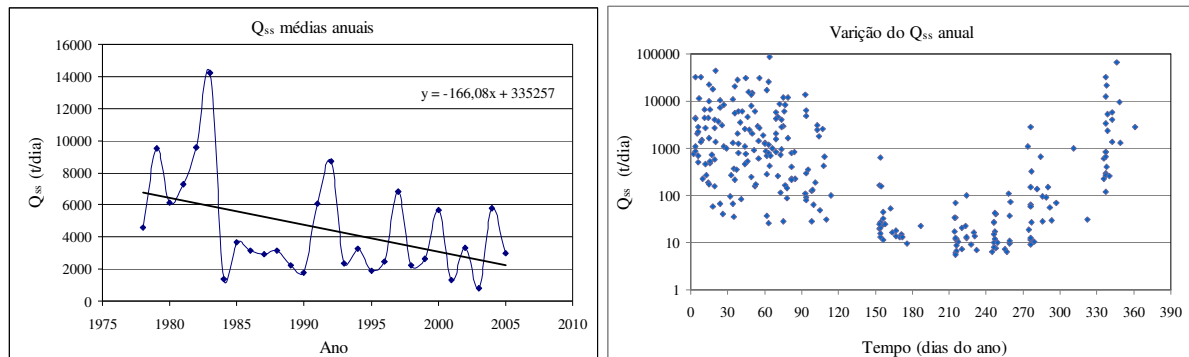
Os valores do coeficiente (a) e do expoente (b) de ajuste para cada período são apresentados na Tabela 5.13. É possível observar que o ponto de interseção das retas de ajuste apresentam pouca variação, com valores entre 0,32 e 0,57, com exceção da interseção do período de 1982 a 1985 que apresenta um valor de 0,07. As inclinações das retas de ajuste, que definem a relação entre as descargas líquida e sólida, apresentam um valor mínimo de 1,9118. A reta com maior inclinação (2,5152) corresponde aos anos de 1982 a 1985, indicando que nesse período o transporte de sedimentos no rio Indaiá foi maior do que nos demais períodos analisados.

Tabela 5.13 - Valores do coeficiente (a) e do expoente (b) de ajuste para os períodos analisados.

PERÍODO	a (coeficiente)	B (expoente)
1978 – 2001	2,2842	0,2099
1978 – 1981	2,0912	0,3214
1982 – 1985	2,5152	0,0713
1986 – 1989	2,2412	0,4537
1990 – 1993	1,9118	0,5730
1994 – 1997	2,1917	0,3278
1998 – 2001	2,0123	0,5332

A relação entre a média das descargas sólidas em suspensão e o tempo é apresentada nas figuras 5.38(a) e (b). A Figura 5.38(a) mostra que os anos de 1979, 1982, 1983 e 1992 apresentam valores muito elevados; o ano de 1983 se destaca com relação aos demais. A Figura 5.38(b) representa a variação dos valores de todas as descargas sólidas obtidas pelo

hidrometista ao longo do ano. Observa-se que nos primeiros e nos últimos dias do ano ocorrem os maiores valores de Q_{ss} . Por outro lado, os menores valores de material em suspensão ocorrem no período de estiagem (entre o 150° e o 240° dia do ano).



(a) Variação das Q_{ss} ao longo dos anos

(b) Variação das Q_{ss} ao longo dos dias do ano

Figura 5.38 - Variação das descargas sólidas médias com o tempo.

A Figura 5.39 apresenta a variação acumulada do coeficiente alfa ($\Sigma\alpha$) (relação entre as vazões sólida e líquida) ao longo do tempo acumulado. Pode-se observar que a tendência de crescimento da relação α apresenta uma redução gradual ao longo do tempo, imprimindo à figura uma forma levemente convexa. Essa forma convexa da relação pode ser interpretada como uma redução da massa de sólidos em suspensão por unidade de volume. Tal redução pode ser explicada por dois motivos: variações no regime de chuvas e/ou diminuição das áreas degradadas na bacia. Os mapas de uso e cobertura do solo mostram que, entre os anos de 1981 e 1990, as áreas de solo exposto, e de pastagem com solo exposto da bacia, sofreram uma redução de aproximadamente 21% (ver Tabela 5.7).

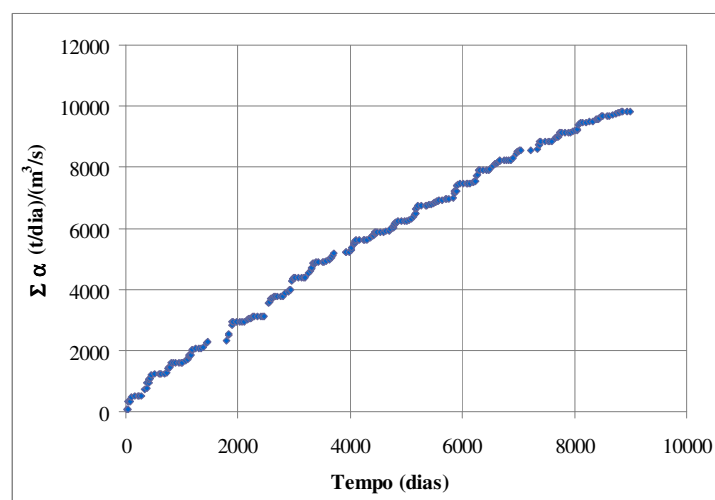


Figura 5.39 - Variação acumulada do coeficiente α ao longo do tempo.

A variação da capacidade de transporte da vazão (coeficiente beta - β_P) ao longo dos dias do ano pode ser observada na Figura 5.40. O gráfico evidencia como a capacidade de transporte tem um comportamento similar ao ciclo hidrológico anual. Durante o período chuvoso, de novembro a abril, a capacidade de transporte é alta, já no período seco, de junho a setembro, a capacidade de transporte diminui a seu nível mais baixo. Isso se deve à baixa umidade do solo e à pouca disponibilidade de chuvas durante esta parte do ano.

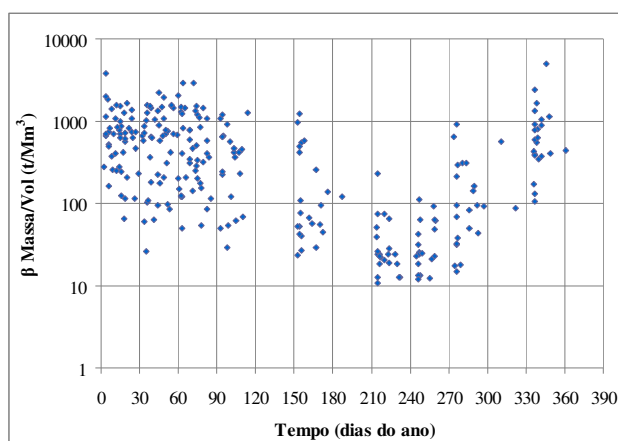
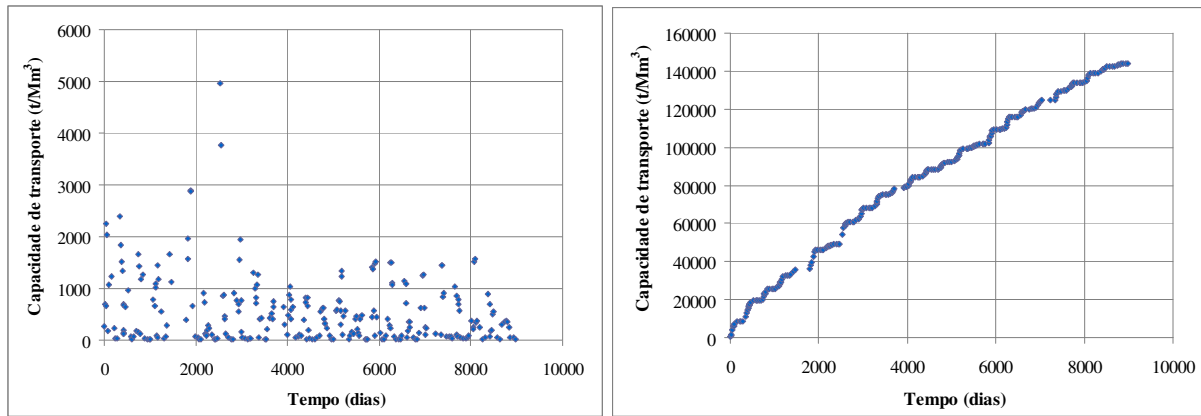


Figura 5.40 - Variação da capacidade de transporte (β_P) ao longo dos dias do ano.

A Figura 5.41(a) representa a variação da capacidade de transporte (β_P) ao longo do tempo acumulado a partir da primeira leitura (Σt). A Figura 5.41(b) representa a variação acumulada da capacidade de transporte ($\Sigma \beta_P$) ao longo do tempo acumulado a partir da data da primeira leitura (Σt). A relação da capacidade de transporte com o tempo mostra um comportamento similar ao apresentado pelo coeficiente alfa ($\Sigma \alpha$: relação da massa de sólidos sobre o volume da vazão), com uma tendência de crescimento ao longo do tempo, entretanto, com uma redução gradual da taxa de crescimento, tendo como efeito uma forma levemente convexa da relação da capacidade de transporte com o tempo. Como na relação da massa de sólidos, a forma da curva da capacidade de transporte pode estar relacionada à redução das áreas degradadas da bacia, bem como a mudanças no regime hidrológico.



(a) Variação de β_P ao longo do tempo Σt (b) Variação de $\Sigma\beta_P$ ao longo do tempo Σt

Figura 5.41 - Variações da capacidade de transporte da vazão (β_P) ao longo do tempo.

5.5.4. CURVAS GRANULOMÉTRICAS DO MATERIAL EM SUSPENSÃO E DO LEITO

A Figura 5.42 apresenta as curvas granulométricas médias dos sedimentos transportados em suspensão para cada ano da série analisada (1978 a 2002). Verifica-se que praticamente todas as curvas granulométricas apresentam mais de 85% de material com diâmetros menores ou iguais a 0,06mm. Isso significa que menos de 15% do material corresponde à fração de areia média e fina, com partículas de diâmetros compreendidos entre 0,6 e 0,06mm.

Em geral, as amostras de sedimentos apresentam percentagens de partículas com diâmetro menor ou igual a 0,002mm (argila), que variam entre 27% e 74%, com exceção da curva granulométrica média do ano de 1984, que apresenta apenas uma percentagem de 16% de partículas com diâmetro inferior a 0,002mm, sendo esta a curva granulométrica média com menor conteúdo de material fino. De toda a série, a maior concentração de sedimentos finos foi observada no ano de 2001, com mais de 74% dos grãos com diâmetro igual ou inferior a 0,002mm (argila), em média.

A percentagem de silte, que corresponde a partículas de diâmetros entre 0,06 e 0,002mm, varia de 77%, para a granulometria média do ano 1984, a 24% para a granulometria média do ano de 2001.

Assim sendo, as amostras de sedimentos em suspensão coletadas na estação Porto Indaiá podem ser classificadas como argilo-siltosas ou silto-argilosas.

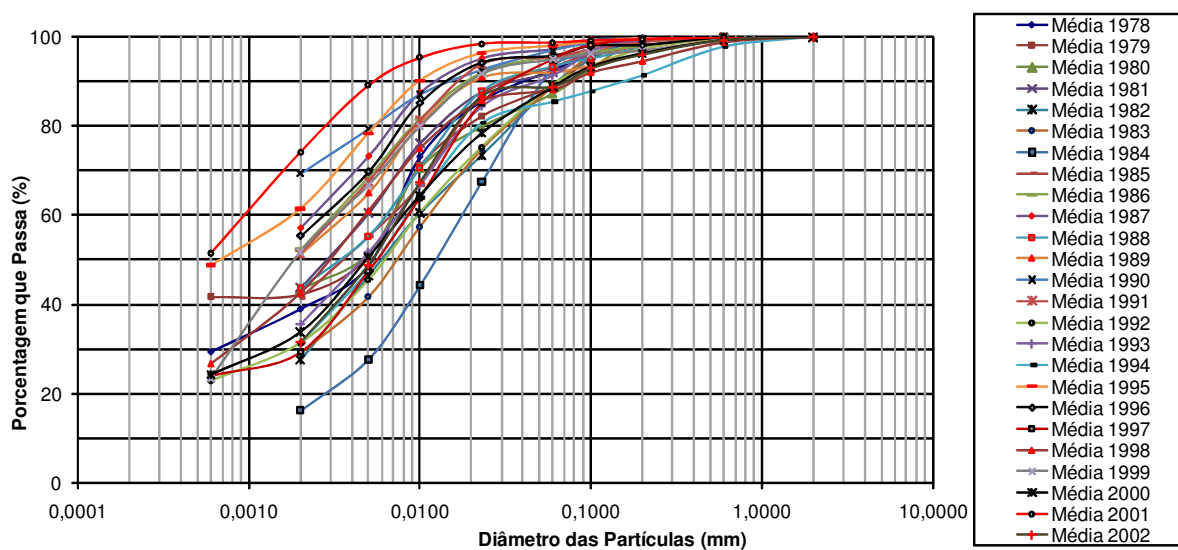


Figura 5.42 - Curvas granulométricas médias anuais dos sedimentos transportados em suspensão.

Vale ressaltar que Fonseca *et al.* (2009) realizaram ensaios granulométricos em amostras de sedimentos coletadas no fundo do reservatório, no trecho que corresponde ao encontro com o rio Indaiá, e classificaram essas amostras como silto-argilosas. Isso comprova o que foi observado no item 5.5.3 quando se analisou a porcentagem de descarga sólida em suspensão com relação à porcentagem de descarga sólida total. Aproximadamente 80% dos sedimentos transportados pelo rio Indaiá que atingem o reservatório apresentam granulometria de material fino. Os mesmos autores encontraram valores de massa específica aparente e real dos sedimentos de $0,49\text{t/m}^3$ e $2,70\text{t/m}^3$, respectivamente e valores de porosidade em torno de 80%.

As curvas granulométricas médias dos sedimentos grossos transportados por arraste no leito do rio são apresentadas na figura 5.43.

Da análise das curvas granulométricas médias, pode-se observar que mais de 92% apresentam partículas com diâmetro menor ou igual a 2,0mm (areia grossa), sendo a amostra do ano de 1981 a que apresenta uma menor porcentagem de partículas com esse diâmetro. A porcentagem de material com granulometria de silte (0,06mm) não é superior a 3%, sendo que a granulometria média que apresenta uma maior porcentagem de silte corresponde ao ano de 1894.

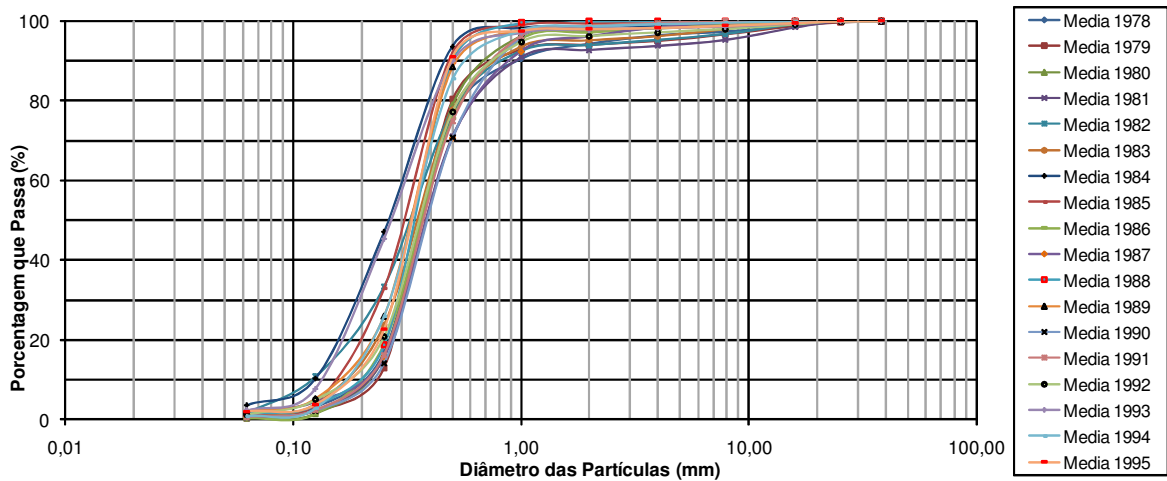


Figura 5.43 - Curvas granulométricas médias anuais dos sedimentos transportados por arraste.

5.5.5. PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS E SUA EVOLUÇÃO AO LONGO DO TEMPO

Os valores de descarga líquida anual (Q) e de produção específica anual de sedimentos (PS), obtidos para a estação Porto Indaiá, para o período de 1978 a 2005, são apresentados na Tabela 5.14.

A evolução da produção de sedimentos para o período estudado é apresentada na curva de massa da Figura 5.44. As curvas de massa permitem uma avaliação dessa evolução por meio do cálculo da inclinação da curva em determinados trechos. Esse tipo de gráfico considera que as variações das vazões médias anuais são proporcionais às variações da produção de sedimentos anual, portanto, em períodos mais chuvosos, espera-se que uma maior quantidade de sedimentos seja transportada pelo curso d'água devido ao aumento da vazão. Sendo assim, um desvio da reta que liga os pontos para a direção do eixo vertical de produção de sedimentos indica um aumento de degradação na bacia, enquanto um desvio para o eixo horizontal indica depósitos de sedimentos ou uma redução da erosão na bacia.

Os valores de variação do transporte de sedimentos e de taxas anuais (E_c e B), para os períodos de 1978 a 1983, de 1984 a 1990 e de 1991 a 2005, foram obtidos a partir da utilização das equações 3.28 e 3.29, apresentadas no Capítulo 3.

Tabela 5.14 - Descargas líquidas anuais (Q) e produção específica anual de sedimentos (PS), para a estação Porto Indaiá.

Ano	Q (m ³ /s)	PS (t/km ² .ano)	PS (t/ha.ano)
1978	17082,4	911,6	9,1
1979	19194,5	2016,3	20,2
1980	15486,0	1263,2	12,6
1981	19336,5	1446,8	14,5
1982	22303,6	1913,8	19,1
1983	30365,6	3205,5	32,1
1984	8783,3	220,8	2,2
1985	14487,0	692,0	6,9
1986	12095,6	616,9	6,2
1987	9761,3	561,4	5,6
1988	11312,5	608,1	6,1
1989	9475,9	415,8	4,2
1990	6907,7	194,1	1,9
1991	15578,1	1218,7	12,2
1992	25085,2	1837,2	18,4
1993	12954,5	449,4	4,5
1994	13748,5	615,0	6,2
1995	8758,4	620,0	6,2
1996	8683,1	407,6	4,1
1997	16846,4	1100,0	11,0
1998	9629,8	465,2	4,7
1999	9450,4	501,3	5,0
2000	17261,0	1139,8	11,4
2001	7055,9	402,5	4,0
2002	11763,0	666,3	6,7
2003	7391,2	430,0	4,3
2004	19697,0	1177,0	11,8
2005	14664,6	1050,0	10,5
Média	14112,8	933,8	9,3

A curva de massa (Figura 5.44) mostra uma tendência de crescimento, com uma taxa de 8,5% ao ano, na produção específica de sedimentos, entre os anos de 1978 e 1983. No período de 1984 a 1990, é possível observar uma redução na taxa de produção de sedimentos de 2,1% ao ano. Após esse período, é observada uma nova tendência de crescimento, no entanto, com uma taxa bem menor do que a apresentada no primeiro período.

É importante ressaltar que, além da redução das áreas degradadas na bacia durante o período de 1981 a 1990, os dados de chuva mostram que, após o ano de 1983, no qual foi registrado o maior *El Niño* dos últimos tempos, as taxas pluviométricas caíram, com exceção do ano de 1992, que também foi caracterizado pela presença do mesmo fenômeno.

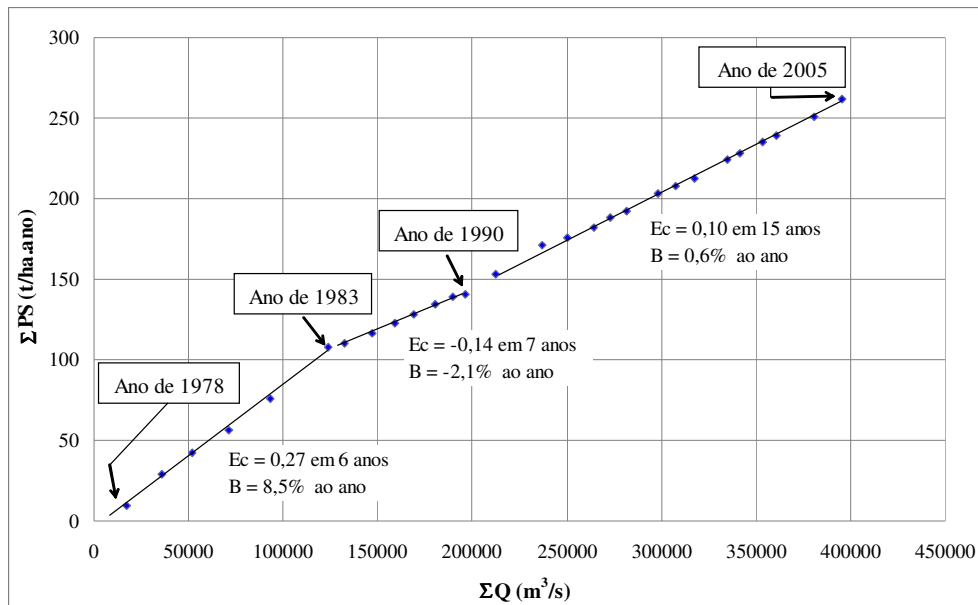


Figura 5.44 - Evolução da produção de sedimentos da bacia do rio Indaiá.

5.5.6. PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS DA BACIA DO RIO INDAIÁ E DE OUTRAS BACIAS DE CONTRIBUIÇÃO LOCALIZADAS À MONTANTE DA UHE TRÊS MARIAS

Embora tenha sido observada uma tendência de redução, ao longo do tempo, nas taxas de produção de sedimentos na bacia do rio Indaiá, os valores observados ainda são altos quando comparados aos de outras bacias também contribuintes do reservatório da UHE Três Marias. A Tabela 5.15 mostra os valores de produção anual de sedimentos, apresentados por Carvalho (1986), de quatro estações sedimentométricas localizadas na bacia de contribuição do reservatório, incluindo a de Porto Indaiá para o período de 1978 a 1985.

Tabela 5.15 - Valores de produção de sedimentos (PS) de quatro estações sedimentométricas localizadas à montante do reservatório da UHE Três Marias (Carvalho, 1986).

Estação	Rio	Período	A_D (km^2)	PS ($t/km^2.ano$)	PS (t/ano)
Porto das Andorinhas	São Francisco	1972 a 1985	13300,0	228,1	3.033.730,0
Porto Pará	Pará	1972 a 1985	11300,0	87,8	992.140,0
Ponte da Taquara	Paraopeba	1972 a 1978	7980,0	211,2	1.685.376,0
Porto Indaiá	Indaiá	1978 a 1985	2260,0	1031,9	2.332.094,0

Nota: A_D : Área de drenagem da bacia até a estação sedimentométrica.

Da Tabela 5.15, pode-se observar que os sedimentos estimados na estação Porto Indaiá, localizada a aproximadamente 69 km da barragem, correspondem a 77,0% do valor do total de sedimentos que passa pela estação Porto das Andorinhas, localizada no rio principal (rio São Francisco) a aproximadamente 145 km da barragem. Dessa forma, os sedimentos transportados pelo rio Indaiá podem atingir mais rapidamente a região do reservatório próxima da barragem do que os transportados pelo rio principal, que terão de percorrer um trecho, pelo menos, duas vezes maior. Isso mostra que pequenas sub-bacias que apresentam um alto grau de produção de sedimentos, quando localizadas em posições estratégicas em relação ao barramento, podem representar um risco muito maior à vida útil do empreendimento, uma vez que a massa de sedimentos pode atingir a tomada d'água e as turbinas em um tempo mais curto do que o estimado nas previsões de assoreamento, que apenas consideram o transporte de sedimentos pelo rio principal.

Assim sendo, o estudo da distribuição espacial do assoreamento no interior do reservatório deve considerar também as contribuições de sedimentos das pequenas bacias tributárias, o que, em geral, não ocorre nas estimativas de vida útil em projetos de barragens. O desenho desses depósitos no interior dos reservatórios pode interferir expressivamente no avanço das plumas de sedimentos argilosos de todos os tributários, fazendo com que esses depósitos atinjam o barramento antes do tempo previsto nos estudos e, possivelmente, não observados no monitoramento batimétrico desses lagos, que comumente restringem-se ao acompanhamento de perfis antigos de estudos prévios ao enchimento dos lagos.

É importante lembrar que a perda da vida útil do empreendimento nem sempre está relacionada à relação volume de assoreamento / volume útil do reservatório, pois dependendo da localização e evolução dos depósitos de assoreamento no interior do reservatório, uma pequena perda de volume útil pode comprometer severamente a operação do reservatório. Esse pode ser o caso do assoreamento causado pelo rio Indaiá, ainda que o reservatório tenha uma grande parcela disponível de seus volumes útil e morto reservados para o assoreamento. O caráter descontínuo da distribuição do assoreamento no interior dos lagos representa uma importante linha de investigação a ser considerada nos estudos do setor de barragens. Da mesma forma, o movimento e a evolução das plumas de sedimentos argilosos devem ser também futuros focos de pesquisas aplicadas em reservatórios, pois podem representar geoindicadores importantes para a gestão de reservatórios, aliados a outros obtidos nas bacias de contribuição relacionados aos processos erosivos, conforme apontou Campagnoli (2002).

5.6. CALIBRAÇÃO DOS VALORES DO FATOR USO E MANEJO DO SOLO (C)

A Figura 5.45 apresenta a relação entre o produto dos valores médios dos fatores da Equação Universal de Perda de Solo que mais se modificam com o tempo (C x R) e os dados de produção específica de sedimentos (PS) na bacia, para o caso dos valores adotados como C1, no período de 1984 a 2005 (Tabela 5.16). Devido à baixa correlação entre o produto (C1 x R) e os valores de PS, foi realizada uma alteração dos valores de C1, dentro da faixa de variação apresentada por diferentes autores, para as classes de uso e cobertura do solo que não possuem valores bem definidos na literatura. Esse procedimento de ajuste deu origem aos valores do fator C2.

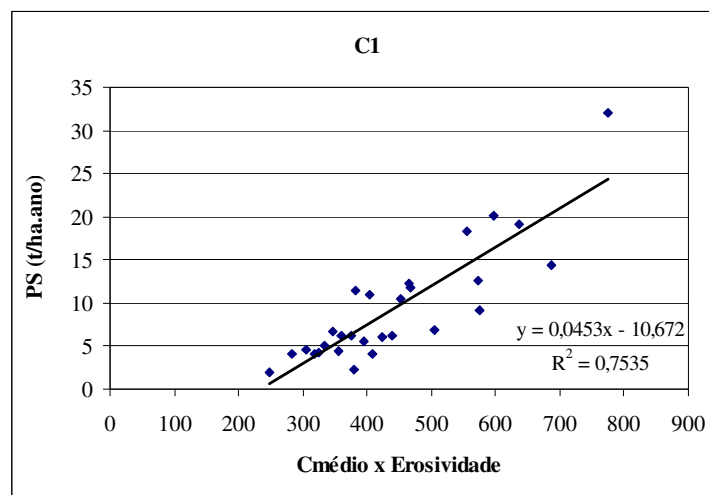
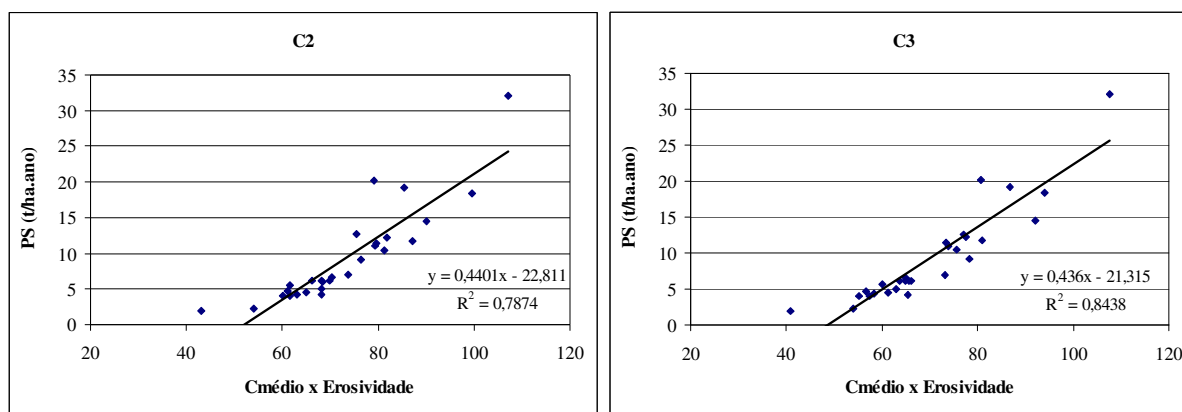


Figura 5.45 - Relação entre os valores de C1 x R e os de produção de sedimentos da bacia do rio Indaiá.

Na Figura 5.46(a) é mostrada a relação gráfica entre o produto C2 x R e a produção específica de sedimentos (PS). Percebe-se que houve um incremento do coeficiente de correlação ao se ajustarem os valores de C em função das condições particulares da bacia estudada.

Um último ajuste do fator C foi realizado para algumas classes de uso e cobertura do solo, tendo-se como base os valores de perda de solo determinados pela aplicação do Método do ^{137}Cs . Os valores de C obtidos desse último ajuste foram denominados de C3. Da relação entre o produto C3 x R e a produção específica de sedimentos (PS), apresentada na Figura 5.46(b), obteve-se o melhor coeficiente de correlação ($R^2 = 0,8445$).



(a) C2

(b) C3

Figura 5.46 - Relação entre os valores de C x R e os de produção de sedimentos da bacia do rio Indaiá.

Finalmente os valores de C3 apresentados na Tabela 5.16 foram os utilizados para a obtenção dos valores de perda de solo da bacia do rio Indaiá pela aplicação do Método do ¹³⁷Cs e dos modelos EUPS, MEUPS e MMF, que serão apresentados a seguir.

A evolução, ao longo do tempo, dos valores do fator C médio da bacia do rio Indaiá é apresentada na Figura 5.47. A curva mostra que entre os anos de 1981 e 1990 houve uma redução dos valores de C. A partir do ano de 1991, é observada uma tendência de acréscimo desses valores.

Tabela 5.16 - Valores de C utilizados nas correlações para as classes de uso e cobertura do solo presentes na bacia do rio Indaiá.

Classe de uso e cobertura do solo	C1	C2	C3
Corpos d'água	0,00	0,00	0,00
Cerradão	0,00014	0,00014	0,00014
Cerrado e Mata Atlântica	0,00014	0,00014	0,00014
Cerrado	0,0007	0,0007	0,0007
Mata ciliar	0,0007	0,0007	0,0007
Campo sujo de cerrado	0,01	0,01	0,01
Pastagem	0,01	0,01	0,01
Pastagem com campo sujo de cerrado	0,01	0,01	0,007
Área agrícola	0,02	0,017	0,012
Pastagem com solo exposto	0,50	0,05	0,05
Solo exposto	1,00	0,07	0,08
Área urbana	1,00	1,00	1,00

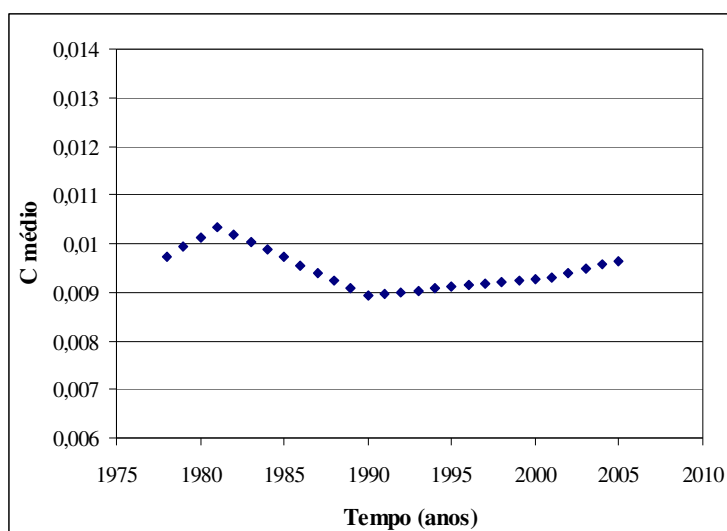


Figura 5.47 - Evolução dos valores do fator C ao longo do tempo.

5.7. AVALIAÇÕES QUALITATIVAS DE PREVISÃO DE EROSÃO

Este item apresenta os resultados das avaliações qualitativas de previsão de erosão laminar e linear, realizadas de acordo com as metodologias propostas por IPT (1990) e por Campagnoli (2002), apresentadas nos itens 2.8.1.1 e 2.8.1.3, respectivamente.

5.7.1. EROSÃO LAMINAR

As figuras 5.48 e 5.49 mostram, respectivamente, os mapas de classes de suscetibilidade do meio físico e de potencial atual à erosão laminar, elaborados de acordo com a metodologia proposta por IPT (1990), para a bacia do rio Indaiá.

Do mapa de suscetibilidade do meio físico à erosão laminar (Figura 5.48), foi observado que 12,6% da área (293,5 km²) pertencem à classe que apresenta maior suscetibilidade à erosão (classe V), e que 34,8% encontram-se na classe IV (muito suscetível). Isso pode ser explicado pela ocorrência de solos rasos, com altos índices de erodibilidade (Cambissolos e Neossolos Litólicos), e de declividades superiores a 6%, em grande parte da área de estudo. As classes I, II e III incidem em 11,7%, 27,1% e 13,7% da área da bacia, respectivamente.

Com relação ao mapa de potencial atual à erosão laminar (Figura 5.49), que leva em consideração a interferência antrópica, observou-se que 52,0% da área (1209,4 km²) apresentam baixo potencial à erosão (classe I). Essas áreas ocorrem predominantemente nas regiões sul, sudoeste e oeste da bacia, onde são encontrados solos menos erodíveis (Latosolos e Argissolos), a declividade é relativamente baixa (varia entre 0 e 12%) e parte da vegetação nativa ainda se encontra preservada. As áreas que apresentam médio potencial (classe II) incorrem em 36,7% da bacia (851,8 km²), e as que apresentam alto potencial (classe III) em 11,3% (262,8 km²) da área. As classes II e III, em geral, incidem em conjunto ao longo de todo o comprimento da bacia e próximo ao encontro do rio com o reservatório, onde são observadas áreas com alta suscetibilidade do meio físico e atividades antrópicas incompatíveis com as fragilidades do meio.

5.7.2. EROSÃO LINEAR

As figuras 5.50 e 5.51 apresentam os mapas de classes de suscetibilidade do meio físico e de potencial atual à erosão linear para a bacia do rio Indaiá, respectivamente. Na Figura 5.51 também podem ser visualizadas as localizações de dezessete feições de erosão linear (ravinas e voçorocas) identificadas no campo.

Da Figura 5.50 é possível observar que a classe que apresenta maior suscetibilidade à erosão (classe IV) localiza-se, quase em sua totalidade, nos trechos sul e sudoeste da bacia, onde predominam os solos mais profundos (Latosolos e Argissolos). Essa classe incorre em 5,8% da área. A geologia dessa região compreende rochas do grupo Mata da Corda e das formações Areado e Serra da Saudade. De acordo com o mapa geológico, dentro do grupo Mata da Corda existem pacotes de tufos lapilíticos (rochas vulcânicas) e arenitos (rochas sedimentares), com o trecho da bacia localizado nesse grupo apresentando-se, em aproximadamente 80% da área, sobre rochas sedimentares.

Ainda em relação à suscetibilidade do meio físico, 25,0% da área é classificada como de médio-baixo potencial à erosão linear (classe II), enquanto 62,0% como de médio-alto potencial (classe III), detendo 87,0% da área total. A classe I representa aproximadamente 7,2%.

Figura 5.48 - Mapa de classes de suscetibilidade do meio físico à erosão laminar.

Figura 5.49 - Mapa das classes de potencial atual à erosão laminar da bacia do rio Indaiá.

Figura 5.50 - Mapa de classes de suscetibilidade do meio físico à erosão linear.

Figura 5.51 - Mapa de classes de potencial atual à erosão linear.

Uma comparação entre o mapa de suscetibilidade do meio físico à erosão linear e os valores de densidade de drenagem, apresentados na Tabela 5.3, para as nove “ottobacias”, mostra que as áreas que apresentam a maior suscetibilidade localizam-se nas “ottobacias” de código 749586 e 749588, que possuem os menores valores de densidade de drenagem. Em geral, quanto menor a densidade de drenagem, maior é a permeabilidade dos solos e das rochas. Tais propriedades possuem relações com a porosidade, que por sua vez é dependente do grau de cristalização, da granulometria e da existência de fissuras nos litotipos. Portanto, a análise da densidade de drenagem de uma bacia pode fornecer os primeiros indícios do seu potencial de erodibilidade.

Após a inserção dos dados de uso e cobertura do solo (obtenção do mapa de classes de potencial atual à erosão linear), as classes II e III passaram a representar 34,8% e 57,6% da área da bacia, respectivamente, enquanto a classe I foi reduzida para 2,1%. Isso reflete a influência dos processos de degradação do solo provocados pelas atividades antrópicas na bacia, e que estão evidenciados no mapa de uso e cobertura do solo utilizado no estudo. A classe IV sofreu pouca alteração e ocorre em 5,5% da área.

Um outro aspecto importante é que, mesmo nos trechos em que há a predominância de solos rasos (grande parte da bacia), incorrem as classes II e III de potencial à erosão linear. Isso mostra que os processos erosivos lineares em desenvolvimento (voçorocas) observados nesses trechos estão tendo êxito pelas condições geológicas do material arenoso, ou seja, em plena rocha alterada. Esse ponto é crucial, pois nos permite afirmar que para áreas de solos rasos e/ou já erodidos, o comportamento erosivo fica condicionado ao material alterado do substrato geológico. Esse comportamento também foi verificado por Campagnoli (2002), quando tratou da produção de sedimentos na região metropolitana de São Paulo, onde áreas de alta produção de sedimentos se dão em terrenos de gnaiss alterado, devido à exposição do horizonte C pela remoção dos horizontes A e B.

A Figura 5.52 mostra uma feição de erosão linear de grande porte (voçoroca) identificada no campo, com seu ponto de ocorrência localizado no mapa de classes de potencial atual à erosão linear.

Uma sobreposição dos pontos de localização das feições erosivas lineares identificadas no campo no mapa de potencial atual à erosão linear mostra que as feições lineares mais

expressivas da bacia (voçorocas e ravinas) se encontram em áreas classificadas como de médio-alto (classe III) e alto potencial de erosão (classe IV).

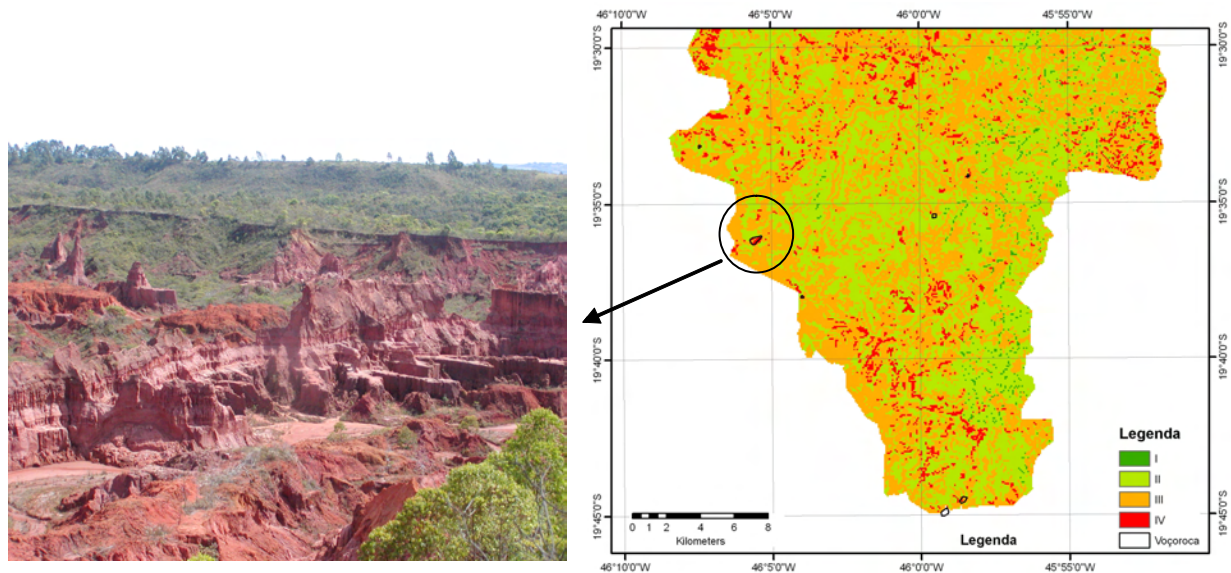


Figura 5.52 - Erosão cadastrada e sobreposta no mapa de classes de potencial atual à erosão linear.

5.8. AVALIAÇÕES QUANTITATIVAS DE PREVISÃO DE EROSÃO

Neste item serão apresentados os resultados de perda de solo da bacia do rio Indaiá obtidos pelo Método do ^{137}Cs , pela Equação Universal de Perda de Solo - EUPS, pela Modificação da Equação Universal de Perda de Solo - MEUPS e pelo modelo Morgan-Morgan-Finney - MMF.

5.8.1. DETERMINAÇÃO DA PERDA DE SOLO PELO MÉTODO DO ^{137}CS

5.8.1.1. Locais de Referência

Os valores médios dos inventários de ^{137}Cs dos dois locais selecionados como referência (Ref.1 e Ref.2, ver Figura 3.5), expressos em Bq/m^2 , são apresentados na Tabela 5.17, onde DP representa o desvio padrão da média.

Tabela 5.17 - Distribuição vertical das atividades médias de ^{137}Cs (Bq/m^2) nos locais de referência.

Prof. (m)	Atividades médias de ^{137}Cs (Bq/m^2)			
	Referência 1		Referência 2	
	Média	DP	Média	DP
0,00-0,10	75	7,1	50	14,4
0,10-0,20	59	12,1	18	16,1
0,20-0,30	43	4,3	4	4,1
0,30-0,40	15	3,3	9	3,9
0,40-0,50	6	6,5	5	6,9
0,50-0,60	3	1,3	2	2,6
Total	201	-	88	-

As figuras 5.53 e 5.54 apresentam as distribuições de atividade do céσιο (em Bq/kg) com a profundidade, ajustadas a equações do tipo exponencial, para os pontos de coleta de amostras nos locais de referência. Pode-se observar que para o local de referência Ref. 1, as atividades do ^{137}Cs decrescem exponencialmente com a profundidade, apresentando coeficientes de correlação entre 0,7751 e 0,9595. No local de referência Ref.2 também ocorre uma diminuição da atividade do ^{137}Cs com a profundidade, mas o ajuste a equações exponenciais apresenta baixos coeficientes de correlação, com exceção do ponto Ref.2a ($R^2=0,7466$). Nesse local, não foi identificada a presença de ^{137}Cs em alguns trechos das camadas mais superficiais do solo (0,10 a 0,20 m para o Ref.2b e 0,20 a 0,30 m para o Ref.2c).

A diferença de comportamento da distribuição do céσιο observada nos dois locais de referência pode estar associada às diferenças granulométricas entre os solos, bem como à sua natureza química e mineralógica. No local de referência Ref.1, existem solos com altos teores de mineral de argila (aproximadamente 80% de argila) que, de acordo com Gerzabek (1990), retêm rapidamente o céσιο nos horizontes superiores logo após sua deposição e apresentam uma taxa baixa de migração vertical em solos não perturbados após o “fallout”. Os solos que se apresentam no local de referência Ref. 2 são mais arenosos e retêm, portanto, uma menor quantidade de céσιο, permitindo ainda a ocorrência de migração do material para as camadas subjacentes. He & Walling (1996) mostram que a concentração de ^{137}Cs nas frações granulométricas individuais cresce com o aumento da área de superfície específica.

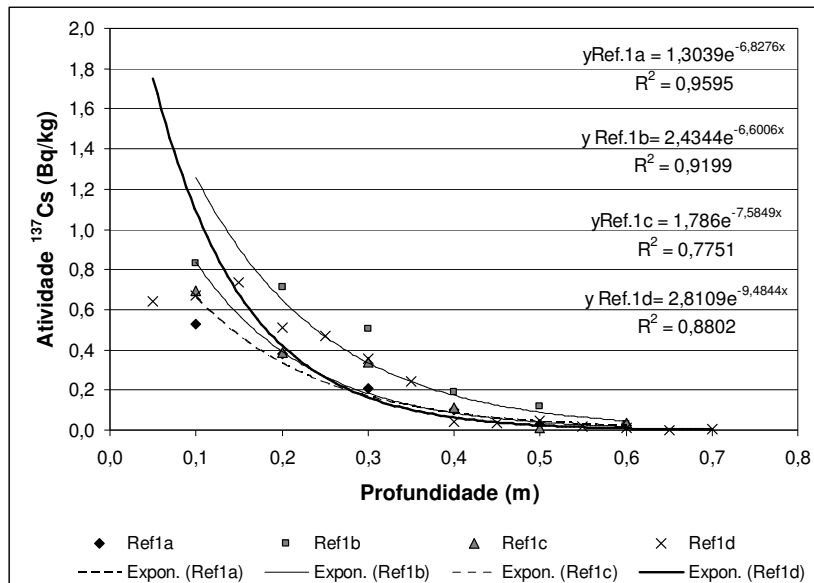


Figura 5.53 - Distribuição da atividade do césio (em Bq/kg) com a profundidade para o local de referência Ref.1.

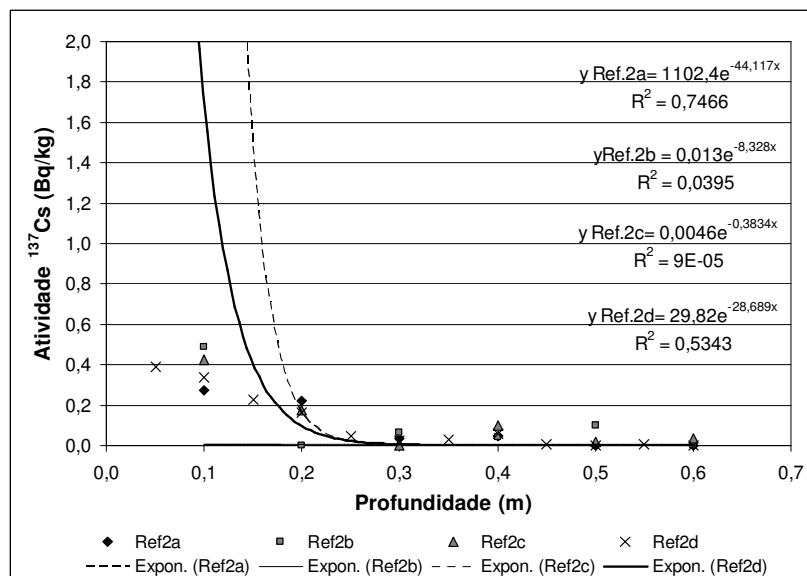


Figura 5.54 - Distribuição da atividade do césio (em Bq/kg) com a profundidade para o local de referência Ref.2.

No local de referência Ref.1 aproximadamente 90% da atividade total de ^{137}Cs nos perfis ocorre nos primeiros 0,30 m. Os inventários variaram de 134 a 227 Bq/m² (Figura 5.55). No entanto, como o valor do inventário do primeiro perfil (134 Bq/m²) apresentou uma grande variação com relação aos demais, o que poderia conduzir a erros no valor da atividade média da área, por sugestão de Andrello (2008), optou-se por desconsiderar esse inventário. Nesse local, para todos os perfis, foi detectada a presença de ^{137}Cs até a profundidade de 0,60 m. A

referida área permanece coberta por vegetação nativa desde a época em que aconteceu a precipitação radioativa.

No local de referência Ref. 2, a maior parte da atividade total de ^{137}Cs (85%) também incide nos primeiros 0,30 m. Os inventários, apresentados na Figura 5.56, variaram de 76 a 102 Bq/m^2 . Nesse local, em apenas um dos perfis observou-se atividade do ^{137}Cs até a profundidade de 0,60 m. Nos outros três perfis, a ocorrência de atividade de césio foi observada até as profundidades de 0,40; 0,50 e 0,55 m.

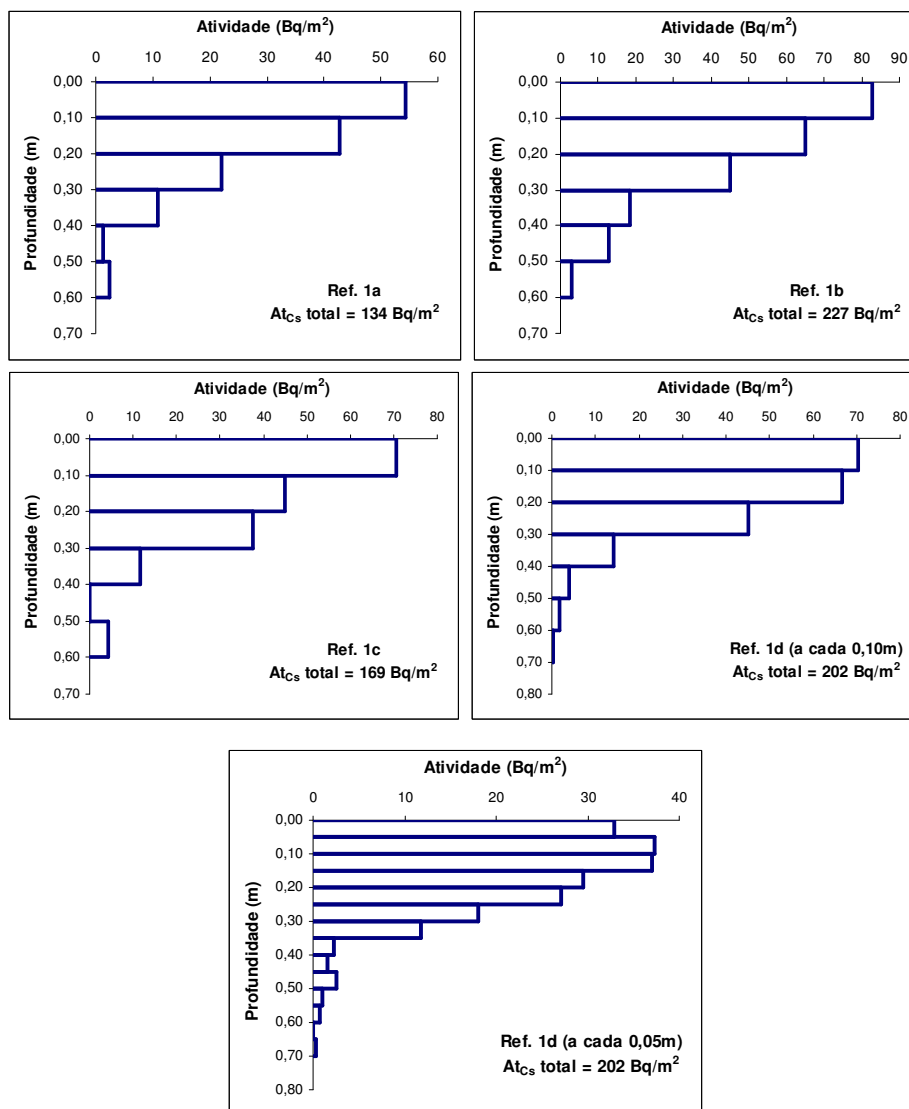


Figura 5.55 - Inventários de ^{137}Cs no local de referência Ref. 1.

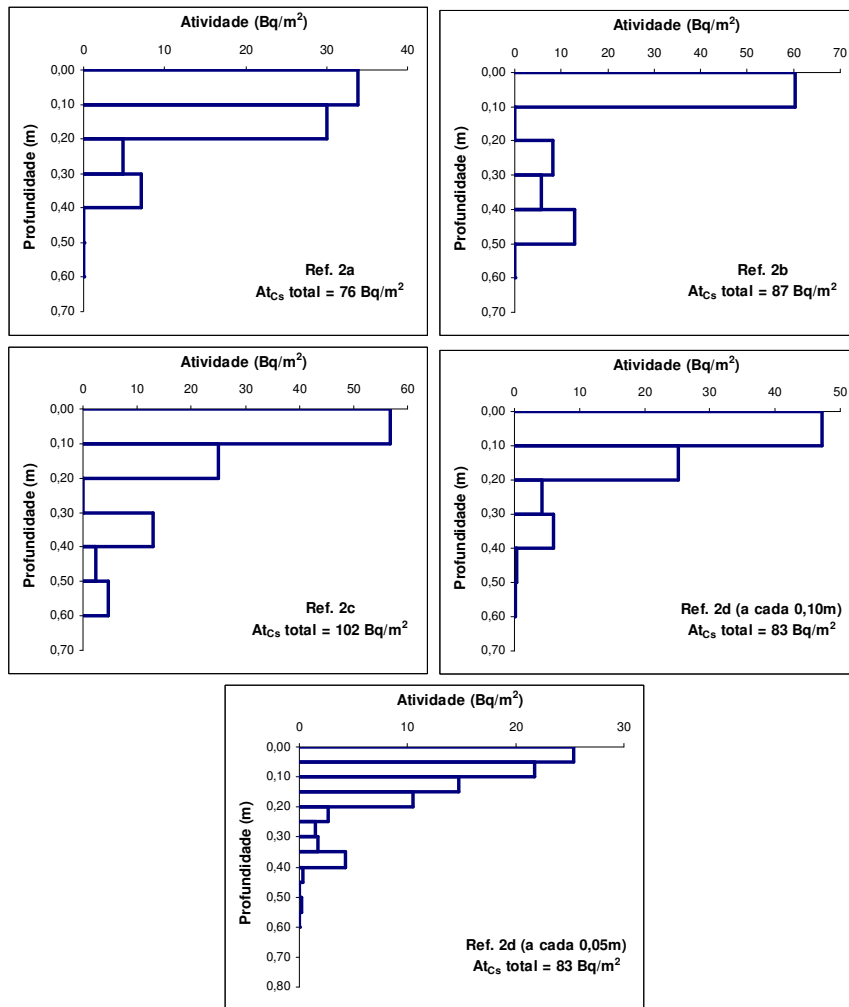


Figura 5.56 - Inventários de ^{137}Cs no local de referência Ref. 2.

5.8.1.2. Inventários de ^{137}Cs dos Pontos Seleccionados para o Cálculo das Taxas de Erosão

As figuras 5.57 a 5.62 apresentam os inventários de ^{137}Cs para os seis locais seleccionados na bacia para as estimativas das taxas de erosão.

Os pontos C01 e C02 estão localizados sobre áreas de pastagem degradada, em trechos onde não se observa a presença de cobertura vegetal (solo exposto). Os pontos C08 e C09 encontram-se numa área de reflorestamento com eucalipto, enquanto os demais pontos estão localizados sobre áreas de pastagem, com cobertura vegetal rala.

Após uma comparação entre os valores dos inventários das amostras retiradas para a verificação da perda de solo e os dos locais de referência Ref.1 e Ref.2, observou-se que os

valores médios do inventário do local de referência Ref.2 eram inferiores aos de doze, dos treze pontos levantados, sugerindo a deposição de sedimentos nesses locais.

Assim, devido aos baixos valores verificados nos inventários do local de referência Ref. 2, às considerações feitas nos parágrafos anteriores com relação à textura do solo e à possível migração do césio para as camadas subjacentes, o que poderia conduzir a resultados duvidosos, decidiu-se por não considerar o local de referência Ref. 2 nos cálculos de taxas de erosão, admitindo-se nas análises apenas os dados coletados no local de referência Ref. 1.

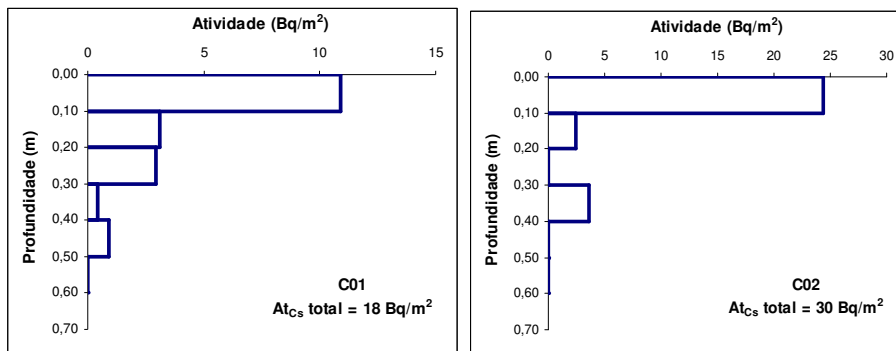


Figura 5.57 - Inventário de ¹³⁷Cs nos pontos C01 e C02, localizados em área de pastagem sobre Neossolo Litólico.

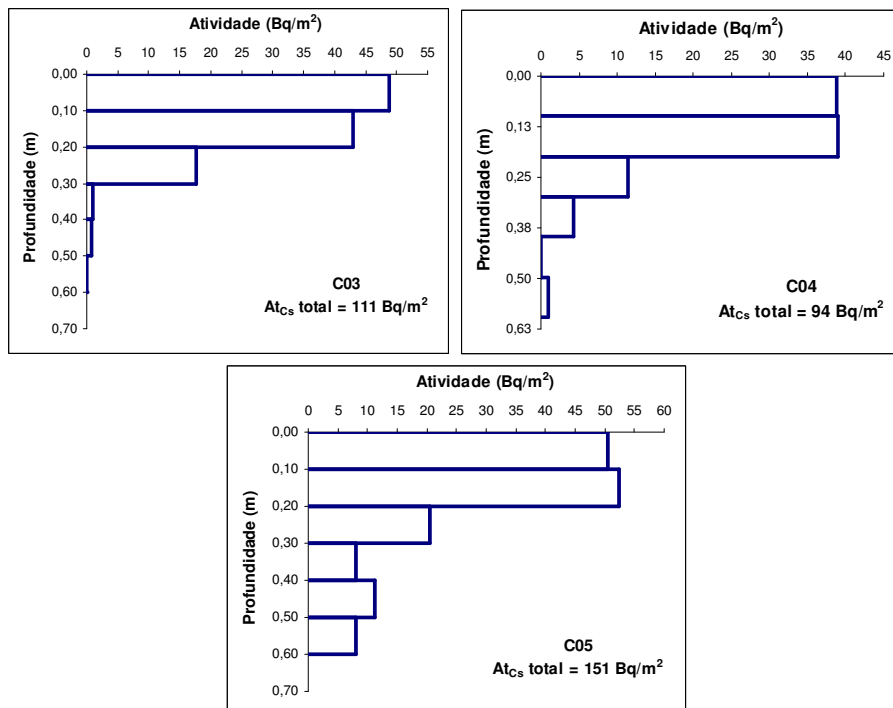


Figura 5.58 - Inventário de ¹³⁷Cs nos pontos C03, C04 e C05, localizados em área de pastagem sobre Neossolo Litólico.

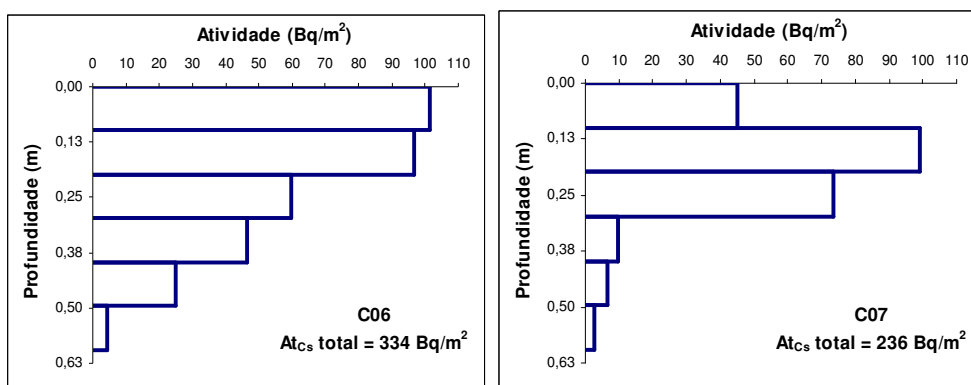


Figura 5.59 - Inventário de ¹³⁷Cs nos pontos C06 e C07, localizados em área de pastagem sobre Neossolo Litólico.

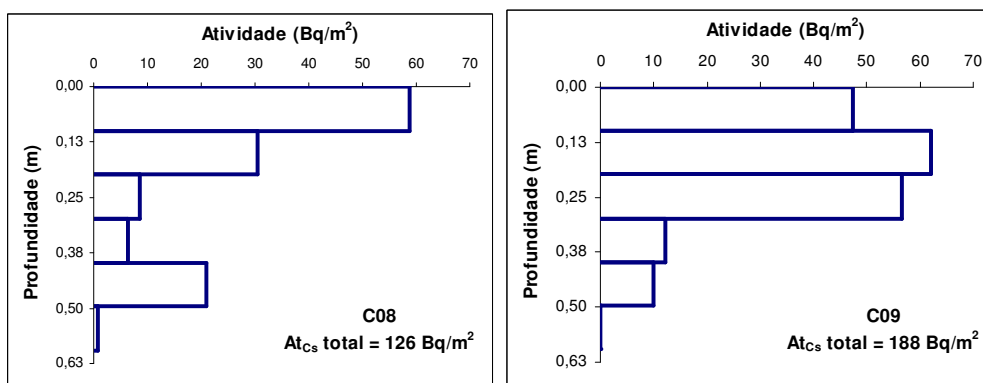


Figura 5.60 - Inventário de ¹³⁷Cs nos pontos C08 e C09, localizados em área de reflorestamento (eucalipto) sobre Latossolo Vermelho-Amarelo.

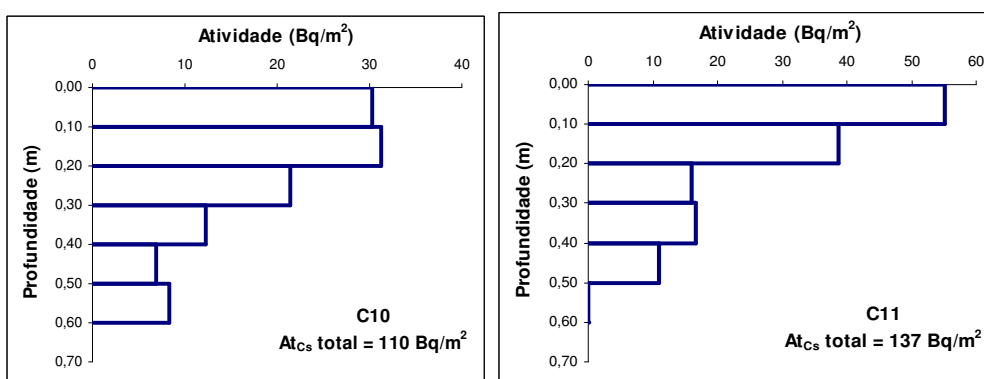


Figura 5.61 - Inventário de ¹³⁷Cs nos pontos C10 e C11, localizados em área de pastagem sobre Argissolo Vermelho-Amarelo.

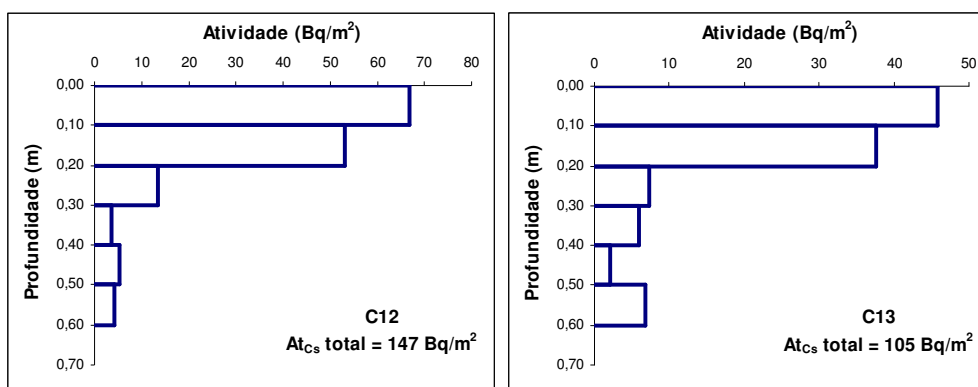


Figura 5.62 - Inventário de ^{137}Cs nos pontos C12 e C13, localizados em área de pastagem sobre Latossolo Vermelho-Escuro.

5.8.1.3. Taxas de Erosão Estimadas pelo Método do ^{137}Cs para os Pontos Seleccionados na Bacia

Em todos os locais seleccionados na bacia para os estudos de erosão pelo método do ^{137}Cs , os inventários foram convertidos em taxas de erosão pela utilização dos modelos proporcional e do balanço de massas, apresentados no Capítulo 3 (equações 3.29 e 3.30), respectivamente. Na Tabela 5.18 são apresentados os inventários de ^{137}Cs para os diferentes pontos da bacia e as taxas de erosão estimadas pelos dois modelos.

Tabela 5.18 - Inventários de ^{137}Cs e taxas de erosão nos diferentes pontos da bacia.

Ponto	Posição na Vertente	Inventário de ^{137}Cs (Bq/m^2)	ΔA_{Cs} (%)	Taxa de erosão – MP (t/ha.ano)	Taxa de erosão - MBM (t/ha.ano)
C01	Terço médio	18	-91,0	-67,2	-48,1
C02	Terço inferior	30	-85,1	-62,7	-45,7
C03	Terço superior	111	-44,8	-8,2	-7,4
C04	Terço médio	151	-24,9	-15,0	-12,4
C05	Terço inferior	94	-53,2	-17,8	-14,4
C06	Terço superior	334	+66,2	+19,8	+32,4
C07	Terço médio	236	+17,4	+5,4	+5,9
C08	Terço superior	126	-37,3	-12,8	-10,9
C09	Terço médio	188	-6,5	-2,0	-1,9
C10	Terço superior	110	-45,3	-16,6	-13,8
C11	Terço médio	137	-31,8	-11,6	-10,1
C12	Terço superior	147	-26,9	-8,1	-7,2
C13	Terço médio	105	-47,8	-14,3	-11,8

Nota: MP - Modelo proporcional; MBM - Modelo do balanço de massas

Quanto menor for o valor de inventário do ponto, maior a perda de ^{137}Cs do solo. O percentual de ganhos e perdas de ^{137}Cs (ΔA_{Cs}) está apresentado na quarta coluna da tabela. A quinta e a sexta coluna mostram as taxas de erosão estimadas pelos modelos proporcional e do balanço de massas, respectivamente. De acordo com esses modelos, os valores positivos correspondem aos pontos de deposição de sedimentos.

5.8.1.4. Comparação entre as Taxas de Erosão Estimadas pelo Método do ^{137}Cs e as Estimadas pelos Modelos EUPS e MMF

Foi realizada uma comparação entre os resultados de perda de solo obtidos pelo Método do ^{137}Cs e os obtidos pela Equação Universal de Perda de Solos e pelo modelo Morgan-Morgan-Finney para os diferentes pontos da bacia em que foram medidas as atividades de ^{137}Cs . As tabelas 5.19 e 5.20 apresentam os valores dos parâmetros que compõem os modelos EUPS e MMF, respectivamente. Na Tabela 5.21 são apresentados os valores de taxa de erosão obtidos por cada um dos métodos.

Tabela 5.19 - Parâmetros da EUPS para os pontos da bacia em que foram medidas as atividades de ^{137}Cs .

Ponto	Atributos do ponto		Parâmetros				
	L (m)	S (%)	LS -	K_1 (t.ha/MJ.mm.ano)	K_2 (t.ha/MJ.m m.ano)	R (MJ.mm/ha.h.ano)	CP -
C01	90	12,4	2,76	0,038	0,050	6673	0,08
C02	120	13,5	3,22	0,029	0,047	6673	0,08
C03	163	8,7	3,55	0,018	0,038	7478	0,01
C04	233	11,7	5,53	0,021	0,038	7478	0,01
C05	283	11,7	7,15	0,021	0,038	7478	0,01
C06	70	12	2,64	0,015	0,021	8924	0,007
C07	95	18	5,41	0,015	0,021	8924	0,007
C08	50	9,1	2,05	0,016	0,019	7689	0,0007
C09	90	10,2	2,66	0,019	0,025	7689	0,0007
C10	120	11,4	2,86	0,021	0,023	8383	0,01
C11	170	12	3,12	0,016	0,021	8383	0,01
C12	90	4,9	2,14	0,021	0,018	8728	0,01
C13	110	5	2,19	0,012	0,016	8728	0,01

Nota: L - Comprimento de rampa; S - Declividade das encostas; K_1 - Fator de erodibilidade estimado pela Equação de Wischmeier *et al.* (1971); K_2 - Fator de erodibilidade estimado pela Equação de Lima *et al.* (1990); R - Fator de erosividade da chuva; CP - Fatores de uso e cobertura do solo e práticas conservacionistas.

Tabela 5.20 - Parâmetros do modelo MMF para os pontos da bacia em que foram medidas as atividades de ^{137}Cs .

Ponto	Parâmetros				
	BD (t/m^3)	MS (%w/w)	K (g/J)	S ($^\circ$)	CP -
C01	1,27	0,30	0,77	7,07	0,08
C02	1,27	0,30	0,77	7,69	0,08
C03	1,29	0,38	0,66	4,97	0,01
C04	1,29	0,38	0,66	6,67	0,01
C05	1,29	0,38	0,66	6,67	0,01
C06	1,22	0,44	0,10	6,84	0,007
C07	1,22	0,44	0,10	10,20	0,007
C08	1,49	0,21	0,20	5,20	0,0007
C09	1,49	0,21	0,20	5,82	0,0007
C10	1,54	0,19	0,22	6,50	0,01
C11	1,58	0,19	0,22	6,84	0,01
C12	1,31	0,40	0,64	2,81	0,01
C13	1,30	0,40	0,64	2,86	0,01

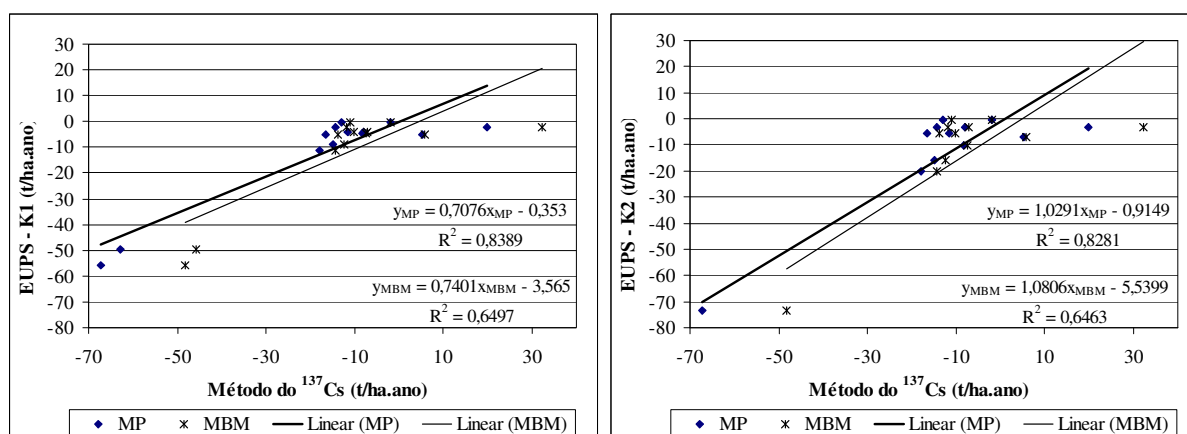
Nota: BD – Massa específica seca do solo; MS - Capacidade de campo do solo; K - Erodibilidade do solo; S – Declividade das encostas; CP - Fatores de uso e cobertura do solo e práticas conservacionistas.

Tabela 5.21 - Comparação entre as perdas de solo, em t/ha.ano , estimadas pelo método do ^{137}Cs e pelos modelos EUPS e MMF.

Ponto	Perda de solo (t/ha.ano)			Método do ^{137}Cs	
	EUPS (K_1)	EUPS (K_2)	MMF	MP	MBM
C01	-56,0	-73,3	-32,4	-67,2	-48,1
C02	-49,8	-80,8	-32,4	-62,7	-45,7
C03	-4,8	-10,1	-0,01	-8,2	-7,4
C04	-8,7	-15,7	-0,01	-15,0	-12,4
C05	-11,2	-20,3	-0,02	-17,8	-14,4
C06	-2,5	-3,5	-0,03	+19,8	+32,4
C07	-5,1	-7,1	-0,03	+5,4	+5,9
C08	-0,2	-0,2	0,0	-12,8	-10,9
C09	-0,3	-0,4	0,0	-2,0	-1,9
C10	-5,0	-5,5	-0,49	-16,6	-13,8
C11	-4,2	-5,5	-0,45	-11,6	-10,1
C12	-3,9	-3,4	-5,4	-8,1	-7,2
C13	-2,3	-3,1	-2,2	-14,3	-11,8

As figuras 5.63(a) e (b) apresentam a relação entre os valores de perda de solo obtidos pela EUPS, considerando os fatores de erodibilidade (K_1 e K_2) calculados pelas equações de Wischmeier *et al.* (1971) e de Lima *et al.* (1990), e a obtida pelo Método do ^{137}Cs , utilizando os modelos proporcional e do balanço de massas. É possível notar que as relações entre as perdas obtidas pela EUPS (K_1 e K_2) e pelo modelo proporcional (MP) são as que apresentam os maiores coeficientes de correlação ($R^2=0,8389$ e $R^2=0,8281$).

A relação entre os valores de perda de solo obtidos pelo modelo MMF e os obtidos pelo Método do ^{137}Cs está apresentada na Figura 5.64. Como no caso da EUPS, observa-se que os valores obtidos pelo modelo proporcional, do Método do ^{137}Cs , foram os que apresentaram a melhor correlação com os obtidos pela aplicação do modelo MMF. Em geral, os valores de perda de solo resultantes da aplicação do modelo MMF foram inferiores aos obtidos pela EUPS.



(a) K_1 - Wischmeier *et al.* (1971)

(b) K_2 - Lima *et al.* (1990)

Figura 5.63 - Relação entre as perdas de solo obtidas pela EUPS e pelo Método do ^{137}Cs .

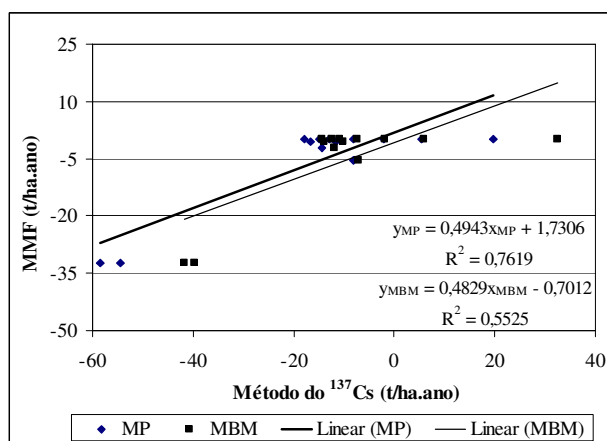


Figura 5.64 - Relação entre as perdas de solo obtidas pelo modelo MMF e pelo Método do ^{137}Cs .

5.8.2. EQUAÇÃO UNIVERSAL DE PERDA DE SOLOS - EUPS

Após a calibração dos valores do fator CP para as diferentes classes de uso e cobertura do solo presentes na bacia do rio Indaiá, foram obtidos os mapas de perda de solo por erosão laminar (em t/ha.ano) para os anos de 1972, 1981, 1990, 2001 e 2005.

A Figura 5.65 apresenta a variação das taxas médias anuais de perda de solo na bacia para os mapas obtidos, considerando os fatores de erodibilidade $K1$ e $K2$. Devido às baixas precipitações e às melhores condições de uso e cobertura do solo, o ano de 1990 foi o que apresentou os menores valores. Para todo o período analisado, a taxa média de perda de solo foi de 13,6 t/ha.ano, para $K1$, e de 20,5 t/ha.ano, para $K2$. As percentagens de ocorrência de cada classe de perda de solo, para o mapa obtido considerando os valores de erodibilidade mais altos ($K2$), estão apresentadas na Tabela 5.22.

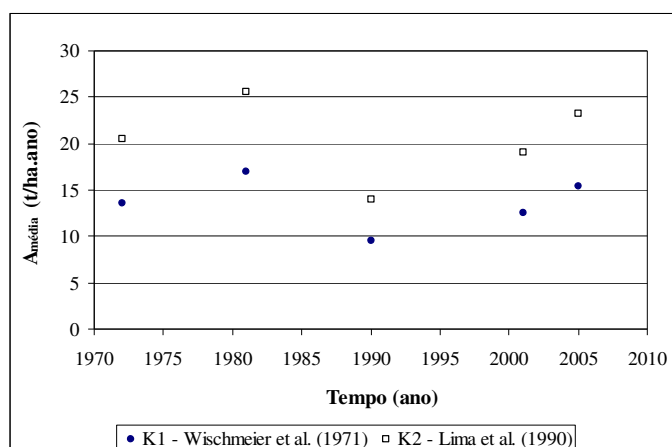


Figura 5.65 - Variação das taxas médias de perda de solo para os anos analisados.

Tabela 5.22 - Percentagens de ocorrência das classes de perda de solo da bacia do rio Indaiá para os cinco mapas obtidos, considerando o fator de erodibilidade $K2$.

Perda de solo (t/ha.ano)	Valor médio (t/ha.ano)	1972 (%)	1981 (%)	1990 (%)	2001 (%)	2005 (%)
0 - 5	2,5	60,8	57,1	63,8	52,1	46,5
5 - 10	7,5	10,8	11,2	11,9	14,3	15,0
10 - 20	15,0	9,5	9,9	10,2	13,3	14,6
20 - 30	25,0	5,0	5,2	4,6	6,4	7,5
30 - 50	40,0	5,3	5,8	4,2	6,1	7,1
50 - 100	75,0	4,7	5,6	3,3	4,8	5,6
100 - 200	150,0	2,5	3,1	1,4	2,1	2,4
200 - 500	350,0	1,2	1,6	0,5	0,8	1,0
500 - 1000	750,0	0,2	0,3	0,06	0,11	0,2
1000 - 2000	1500,0	0,04	0,08	0,01	0,02	0,1

A relação entre a perda de solo média, obtida pela aplicação da EUPS ($K2$), e a produção específica de sedimentos, estimada a partir dos dados da estação Porto Indaiá, é apresentada na Figura 5.66. Para a determinação da perda de solo média ($A_{média}$), foram empregados os valores do produto $CP3 \times R$, multiplicados pelos parâmetros K , L e S , considerados constantes ao longo do período. Dessa forma, pode-se observar que o coeficiente de correlação e o ponto de origem da reta sobre o eixo PS são os mesmos apresentados na Figura 5.46(b). No entanto, a inclinação da reta é alterada pela incidência do produto das constantes K , L e S .

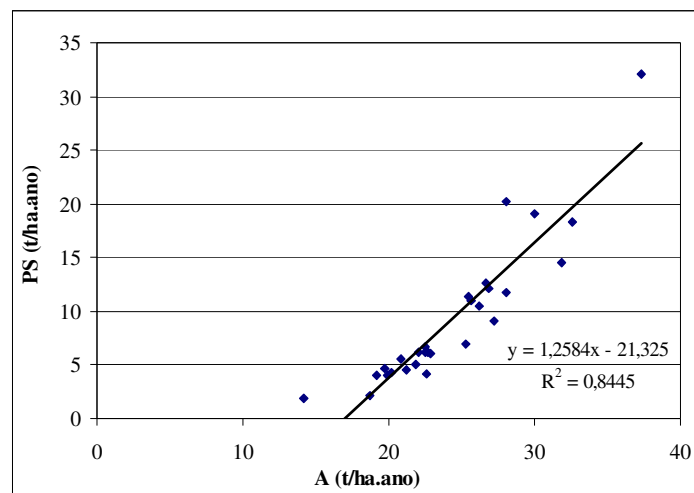


Figura 5.66 - Relação entre a perda de solo obtida pela EUPS (A) e a produção específica de sedimento (PS) estimada a partir dos dados coletados na estação Porto Indaiá.

Os mapas de perda de solo por erosão laminar, obtidos para os anos de 1972 a 2005, são apresentados nas figuras 5.67 a 5.71. Desde o ano de 1972, a maior concentração de pontos com altos valores de perda de solo (maiores do que 100 t/ha.ano) ocorre no trecho norte da bacia, próximo ao encontro do rio com o reservatório. Essa informação é preocupante, pois o material erodido nesse trecho da bacia é muito mais facilmente conduzido ao reservatório do que o material erodido mais próximo da nascente do rio, que ainda irá passar por vários ciclos de transporte e deposição até atingir o reservatório. A ocorrência de processos erosivos em áreas da bacia próximas do reservatório gera um grande impacto no seu assoreamento, por isso, é fundamental que sejam tomadas medidas mitigadoras e de recuperação da erosão nessas áreas.

Com o objetivo de verificar a aderência entre os resultados obtidos pelas abordagens qualitativa e quantitativa, foi realizada uma operação matricial entre o mapa de perda de solo

por erosão laminar, obtido pela EUPS para o ano de 2005 (Figura 5.71), e o mapa de potencial atual à erosão laminar, apresentado na Figura 5.49. Para isso, o mapa de perda de solo foi dividido em quatro classes (Tabela 5.23), de acordo com a classificação apresentada por Alonso *et al.* (1994), citada por Cavalcante & Teixeira (2005).

Tabela 5.23 - Classificação do grau de erosão (Alonso *et al.*, 1994, citado por Cavalcante & Teixeira, 2005).

Perda de solo (t/ha.ano)	Grau de erosão
0 – 10	Baixo
10 – 50	Moderado
50 – 200	Alto
> 200	Muito alto

A partir dessa operação, foi possível verificar que em 42,5% da área da bacia, os solos classificados como de baixo potencial à erosão laminar apresentam baixos valores de perda de solo (entre 0 e 10 t/ha.ano). Os solos classificados como de médio potencial à erosão laminar e com perda de solo moderada (entre 10 e 50 t/ha.ano) se apresentam em 22,3% da área da bacia, enquanto os classificados como de alto potencial e com valores de perda de solo maiores do que 50 t/ha.ano se apresentam em 4,5% da área da bacia. Isso mostra que os mapas apresentam boa aderência em aproximadamente 70% da área estudada. Em geral, o mapa de potencial atual à erosão laminar é mais conservador do que o de perda de solos obtido pela EUPS. No entanto, ele se constitui numa ferramenta rápida e prática para a identificação das áreas que mais carecem da adoção de medidas mitigadoras, e para os casos que não necessitam da estimativa dos valores de perda de solo.

As percentagens de ocorrência de cada uma das classes obtidas do cruzamento matricial entre o mapa de perda de solo, obtido pela EUPS, e o de potencial atual à erosão laminar são apresentadas na Tabela 5.24.

Tabela 5.24 - Percentagens de ocorrência das classes obtidas do cruzamento matricial entre o mapa de perda de solo e o de potencial atual à erosão laminar.

Potencial	Perda de solo (t/ha.ano)		
	0 – 10	10 – 50	> 50
Baixo	42,5	8,3	1,2
Médio	10,7	22,3	3,6
Alto	1,1	5,8	4,5

Figura 5.67 - Mapa de perda de solo, obtido pela EUPS, para a bacia do rio Indaiá (ano de 1972).

Figura 5.68 - Mapa de perda de solo, obtido pela EUPS, para a bacia do rio Indaiá (ano de 1981).

Figura 5.69 - Mapa de perda de solo, obtido pela EUPS, para a bacia do rio Indaiá (ano de 1990).

Figura 5.70 - Mapa de perda de solo, obtido pela EUPS, para a bacia do rio Indaiá (ano de 2001).

Figura 5.71 - Mapa de perda de solo, obtido pela EUPS, para a bacia do rio Indaiá (ano de 2005).

5.8.3. MODIFICAÇÃO DA EQUAÇÃO UNIVERSAL DE PERDA DE SOLOS - MEUPS

Os valores de volume de precipitação (I_p , mm), escoamento superficial (Q , mm), vazão de pico (q_p , m^3/s), Curva-Número (CN), aporte de sedimentos (Y , t) e descarga sólida em suspensão (Q_{ss} , t), para cada um dos eventos chuvosos analisados no modelo modificado da Equação Universal de Perda de Solos, estão apresentados na Tabela 5.25. Os valores de Q_{ss} , para os 17 períodos estudados, foram obtidos pela soma dos dados diários de descarga sólida em suspensão, estimados na estação Porto Indaiá.

Tabela 5.25 - Valores de I_p , Q , q_p , CN, Y e Q_{ss} para os eventos chuvosos analisados.

Evento	Período	I_p (mm)	Q (mm)	q_p (m^3/s)	CN	Y (t)	Q_{ss} (t)
1	19/01/82 a 23/01/82	112,32	22,22	660,01	58,17	100.778,29	180.679,32
2	01/02/83 a 07/02/83	183,85	72,46	1037,60	60,78	251.682,95	275.986,35
3	01/12/83 a 08/12/83	97,71	16,51	188,50	59,18	42.304,06	53.269,31
4	17/11/89 a 20/11/89	74,45	2,65	69,40	51,47	11.193,36	7.613,71
5	31/12/89 a 07/01/90	174,44	56,68	358,65	57,06	163.108,32	140.712,74
6	04/01/91 a 09/01/91	141,36	17,24	290,60	45,77	75.255,21	43.145,83
7	02/02/92 a 12/02/92	360,58	159,64	1319,40	47,76	617.137,68	825.698,35
8	28/02/92 a 06/03/92	116,42	12,64	185,00	49,28	49.639,41	40.052,75
9	06/03/99 a 10/03/99	88,42	16,91	299,50	63,34	82.176,83	91.462,78
10	02/10/99 a 08/10/99	32,41	1,24	21,40	71,25	4.337,25	412,21
11	10/12/99 a 16/12/99	54,61	10,08	142,20	73,23	40.531,32	26.428,76
12	16/12/00 a 21/12/00	139,23	25,69	514,60	51,76	142.032,28	177.942,87
13	29/03/01 a 01/04/01	54,91	1,75	58,70	58,38	9.438,52	2.425,64
14	06/12/03 a 10/12/03	91,30	14,50	299,50	59,96	74.096,00	55.064,98
15	27/01/05 a 01/02/05	90,48	23,05	297,25	67,43	92.016,97	108.020,50
16	23/05/05 a 30/05/05	44,03	1,73	39,85	64,74	7.013,87	1.668,18
17	19/10/05 a 22/10/05	42,03	1,66	42,70	65,82	7.118,24	1.073,46

A Figura 5.72 apresenta a variação dos valores calibrados da Curva-Número (CN) a partir dos valores de Q , observados nos hidrogramas, e dos valores de I_p , observados nas séries históricas pluviométricas, para os dezessete eventos estudados. Nota-se que o valor de CN apresenta uma tendência de redução entre o período de 1981 a 1991. É importante lembrar que os anos de 1982 e 1983 foram anos de chuvas acima da média (ocorrência do fenômeno *El Niño*), sendo o ano de 1983 o mais chuvoso da série estudada. Essas chuvas intensas podem ter influenciado o aumento dos valores de CN, já que, após a saturação do solo, o

volume de água disponível para a o escoamento superficial é maior. Por outro lado, a adoção de práticas agropecuárias menos agressivas pode ter influenciado na redução dos valores de CN no período de 1981 a 1991. Como também foi observado na Figura 5.47 (Evolução dos valores dos fatores CP ao longo do tempo), a partir do ano de 1992, verificou-se uma tendência de aumento do valor de CN, que pode ter sido causada por mudanças nas práticas de uso e manejo do solo. De acordo com o mapa de detecção de mudanças (Figura 5.13), 15% da área da bacia sofreram processos de degradação entre os anos de 1990 e 2005.

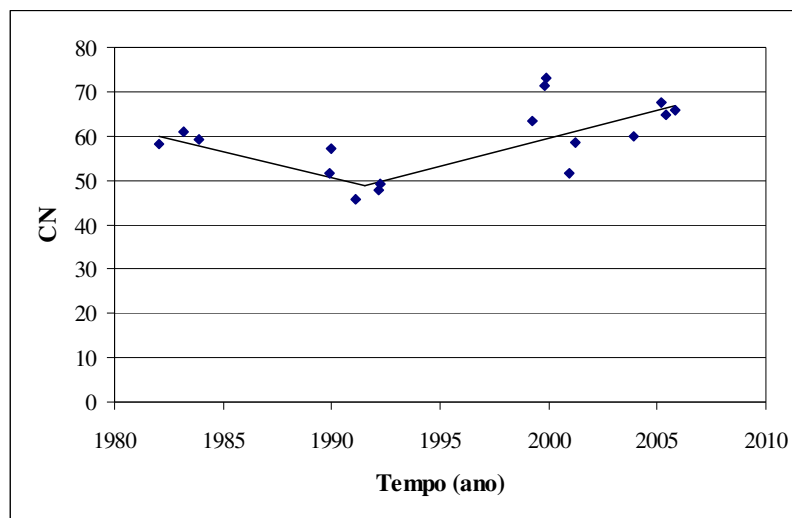


Figura 5.72 - Variação do valor de CN ao longo do tempo.

A partir dos valores das vazões de pico (q_p) observadas nos hidrogramas e dos valores de escoamento superficial (Q) estimados, foi possível obter uma relação empírica que correlaciona as variáveis q_p e Q (Equação 5.1 e Figura 5.73). A vantagem dessa relação é que ela não requer a estimativa do tempo de pico (t_p) da bacia, o qual envolve incertezas significativas para a estimativa da vazão de pico.

$$q_p = 28,215 \times Q^{0,791} \quad (5.1)$$

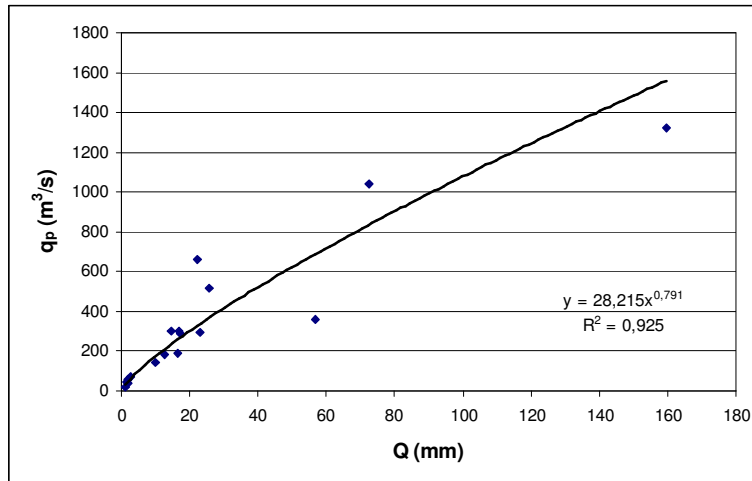


Figura 5.73 - Relação entre os volumes de escoamento superficial (Q) e as vazões de pico observadas (q_p).

A relação entre o volume de precipitação e o aporte de sedimentos na bacia é apresentada na Figura 5.74. Como era de se esperar, o aporte de sedimentos foi diretamente influenciado pela precipitação. O afastamento dos pontos da reta de melhor ajuste pode ter ocorrido por dois motivos: a distribuição temporal de ocorrência dos eventos estudados (logo após o período seco ou ao final do período chuvoso) e/ou as alterações ocorridas nas práticas agropecuárias ao longo do tempo. Para um incremento de 1 mm no volume de precipitação ocorre um aumento no aporte de sedimentos de aproximadamente 1800 t.

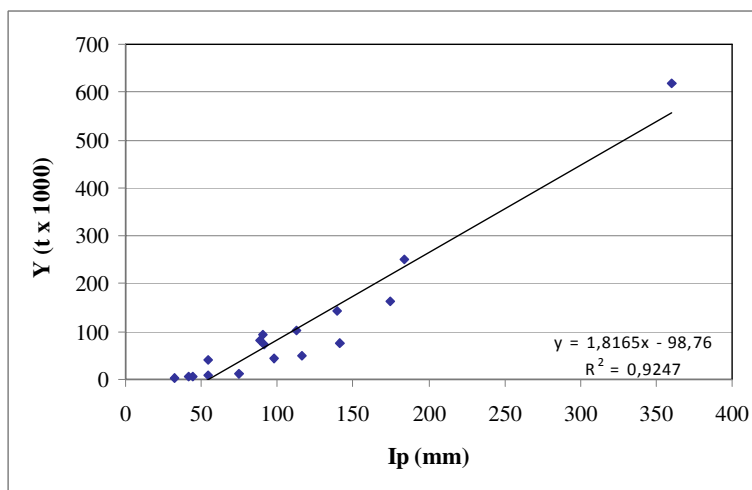


Figura 5.74 - Relação entre o volume de precipitação (I_p) e o aporte de sedimentos na bacia.

A influência dos valores da vazão de pico e do escoamento superficial no aporte de sedimentos pode ser observada nas figuras 5.75(a) e (b), respectivamente. Na Figura 5.75(b),

a dispersão dos pontos com relação à reta de melhor ajuste é consideravelmente menor do que no caso apresentado na Figura 5.74. Isso pode ser explicado pelo fato do I_p representar o volume de água que se precipita na bacia, enquanto o Q representa o volume que efetivamente escoava (gerado pela precipitação efetiva), levando consigo os sedimentos. Pode-se verificar que um aumento de 1 mm de escoamento superficial representa um incremento de aproximadamente 3700 t no aporte de sedimentos.

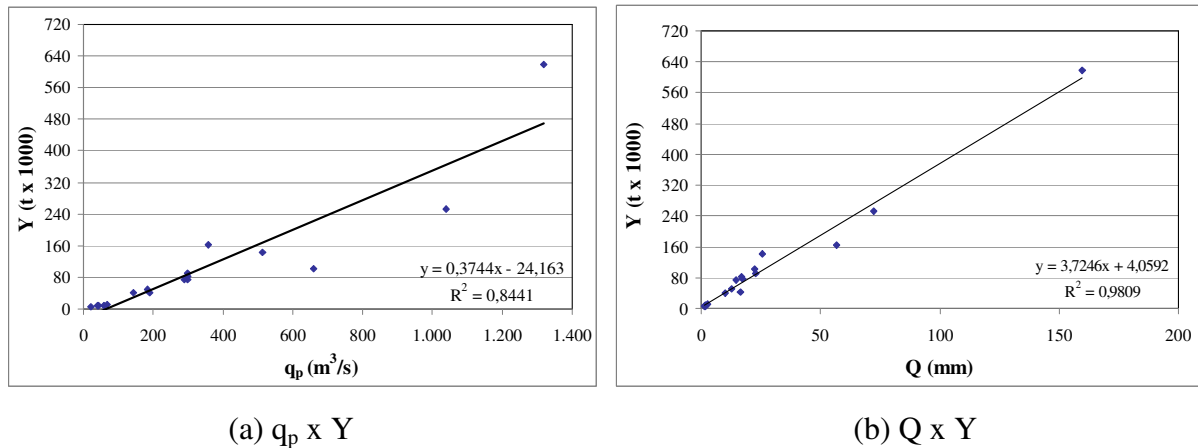


Figura 5.75 - Relação entre a vazão de pico, o escoamento superficial e o aporte de sedimentos na bacia.

A Figura 5.76 apresenta a relação entre os valores de aporte de sedimentos (Y) estimados pela MEUPS e os valores de descarga sólida em suspensão e total (Q_{ss} e Q_{st}) para os períodos dos eventos chuvosos considerados. Essa relação apresenta uma tendência linear, sendo os valores de aporte de sedimentos, em geral, menores do que os valores de descarga sólida.

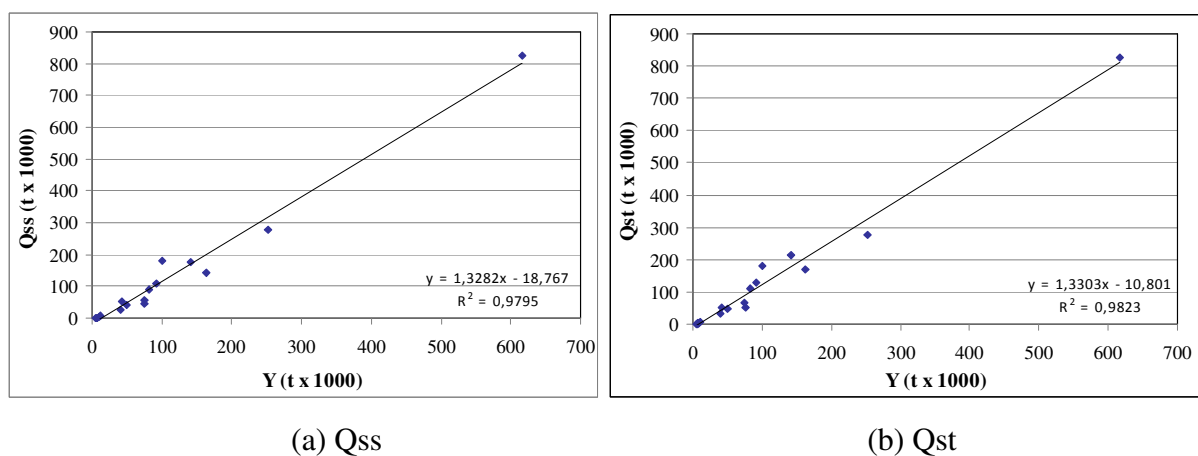


Figura 5.76 - Relação entre o aporte de sedimentos (Y) estimado pela MEUPS e as descargas sólidas (Q_{ss} e Q_{st}) calculadas a partir dos dados obtidos da estação Porto Indaiá.

5.8.4. MODELO MORGAN-MORGAN-FINNEY - MMF

O mapa de perda de solo obtido pela aplicação do modelo MMF, para o ano de 2005, é apresentado na Figura 5.77. Como observado nos mapas obtidos pela EUPS (Figuras 5.67 a 5.71), a maior concentração de pontos com altos valores de perda de solo também ocorre na região que corresponde ao baixo rio Indaiá. No entanto, os valores obtidos pelo modelo MMF foram bem inferiores aos obtidos pela EUPS. Para o ano de 2005, a perda de solo média estimada pela aplicação do MMF foi de 4,5 t/ha.ano, enquanto as estimadas pela EUPS foram de 13,6 t/ha.ano (K1) e 20,5 t/ha.ano (K2), representando uma diferença de 67,0% e 78,0%, respectivamente.

Um fator que pode ter influenciado nos resultados foi a adoção de valores típicos, sugeridos por Morgan *et al.* (2001), de alguns parâmetros de entrada, considerados de acordo com as características granulométricas dos solos. Como não foram realizados ensaios para a obtenção desses parâmetros, talvez os valores adotados não representem as características reais dos solos da bacia.

Em geral, as taxas de capacidade de transporte, calculadas em função do fator CP, da declividade das encostas e do escoamento anual, foram inferiores às taxas de destacamento das partículas pelo impacto da chuva e pelo escoamento. Assim, na maior parte da bacia, a perda de solo foi considerada como sendo igual à capacidade de transporte do escoamento.

A Tabela 5.26 apresenta as percentagens de ocorrência de cada classe de perda de solo observadas na bacia. Verifica-se que, por esse modelo, mais de 95% da área da bacia apresenta baixas taxas de perda de solo (entre 0 e 10 t/ha.ano).

Tabela 5.26 - Percentagens de ocorrência das classes de perda de solo obtidas pela aplicação do modelo MMF.

Perda de solo (t/há.ano)	Valor médio (t/ha.ano)	Área (km ²)	Área (%)
0 - 5	2,5	2172,2	93,5
5 - 10	7,5	40,7	1,8
10 - 20	15,0	46,0	2,0
20 - 30	25,0	25,3	1,1
30 - 50	40,0	18,6	0,8
50 - 100	75,0	13,0	0,6
100 - 200	150,0	6,0	0,3
200 - 500	350,0	1,9	0,1
500 - 1000	750,0	0,2	0,01

Figura 5.77 – Mapa MMF

5.9. COMPARAÇÃO ENTRE OS VALORES DE PERDA DE SOLO, OBTIDOS PELOS MODELOS QUANTITATIVOS, E OS DE PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS

Foi realizada uma comparação entre as taxas anuais de perda de solo por erosão laminar, obtidas por meio da utilização dos modelos EUPS, MEUPS e MMF, e as taxas de produção de sedimentos obtidas a partir da análise dos dados da estação sedimentométrica Porto Indaiá.

A Tabela 5.27 apresenta um resumo dos dados obtidos por cada um dos métodos citados, bem como as principais vantagens e desvantagens de cada um deles.

Da tabela pode-se observar que as maiores taxas de perda de solo foram as obtidas pela aplicação da Equação Universal de Perda de Solo, sendo 1,5 (*K1*) e 2,2 (*K2*) vezes maior do que as taxas de produção de sedimentos estimadas na estação Porto Indaiá. Isso se deve ao fato dessa equação não considerar a deposição de sedimentos na bacia, admitindo que todo material que é destacado atinge os cursos d'água.

Por outro lado, os valores obtidos pela aplicação do modelo MMF foram baixos, inclusive menores do que os estimados na estação sedimentométrica. Como citado no item anterior, essa subestimativa dos valores pode ser atribuída à utilização de parâmetros de entrada típicos, uma vez que não foram realizados nos solos da bacia ensaios para a determinação de vários parâmetros de entrada do modelo.

A Modificação da Equação Universal de Perda de Solo foi a que apresentou as taxas anuais de perda de solo mais próximas das estimadas na estação Porto Indaiá. O sucesso desse resultado pode ser atribuído a vários fatores, tais como: a utilização de eventos isolados, onde foram considerados dados medidos de precipitação e de vazão; as descargas líquidas terem sido medidas no mesmo ponto em que foi realizada a medição das descargas sólidas; e a calibração do modelo ter sido realizada a partir de hidrogramas bem definidos.

Os gráficos obtidos a partir da utilização da Modificação da Equação Universal de Perda de Solo sugerem que essa equação responde melhor do que os demais modelos utilizados, podendo ser uma ferramenta útil para essa região, se utilizada para a estimativa do aporte de sedimentos nas demais sub-bacias que não possuem estações sedimentométricas, mas que disponham de séries históricas consistentes de dados de vazão e precipitação.

Tabela 5.27 - Quadro resumo comparativo entre os diferentes métodos utilizados.

Estimativas da perda de solo na bacia	Perda de solo média (t/ha.ano)	Taxa anual média (t/ano)	Vantagens	Desvantagens
EUPS	13,6 (K1) 20,5 (K2)	3.160.640,00 (K1) 4.764.200,00 (K2)	De fácil utilização.	Não considera a deposição de sedimentos na bacia.
MEUPS	7,0**	1.586.410,00	Realizada por eventos isolados, por isso, apresenta valores mais próximos da realidade. Os valores de perda de solo são calculados com base em dados de vazão coletados na mesma estação para a qual está se medindo o aporte de sedimentos.	Considera apenas o saldo final de produção de sedimentos da bacia contribuinte da estação.
MMF	4,5	1.017.000,00	Apresentam bons resultados para pequenas bacias bem monitoradas	Leva em consideração uma grande quantidade de dados que necessitam de ensaios de laboratório.
Estimativa na Estação Porto Indaiá				
PS	9,3	2.110.390,00*	Medições realizadas na estação sedimentométrica.	Considera apenas o saldo final de produção de sedimentos da bacia contribuinte da estação.

* Descarga sólida total (Qst) média anual.

** Valor obtido pela aplicação do valor da Qst na equação da reta de regressão linear, apresentada na Figura 5.76.

5.10. LEVANTAMENTOS GEOFÍSICOS NO RESERVATÓRIO

Neste item são apresentados os resultados dos levantamentos geofísicos realizados no braço do reservatório que corresponde ao encontro com o rio Indaiá, bem como do processo de digitalização das cartas de 1952, obtidas pela Codevasf, utilizadas para avaliar as condições da topografia da área de influência do reservatório antes do seu enchimento.

5.10.1. CARTAS DE 1952 E LEVANTAMENTOS BATIMÉTRICOS

Com base nos valores das curvas de nível digitalizadas das cartas de 1952, para o mesmo trecho do reservatório em que foram realizados os levantamentos batimétricos, foi elaborado um modelo digital de elevação do terreno para as condições topográficas anteriores à formação do reservatório (Figura 5.78). No modelo, é possível observar que as cotas do antigo leito do rio Indaiá variavam de 535m, no trecho que atualmente corresponde ao encontro do rio com o reservatório, a 520m, no trecho de jusante coberto pelo levantamento batimétrico. Também pode ser verificado que, em geral, a margem esquerda apresenta uma topografia mais plana do que a direita, podendo favorecer o acúmulo de sedimentos.

A partir dos dados gerados pela batimetria, foi elaborado um segundo modelo digital de elevação do terreno, apresentado na Figura 5.79, representando a topografia atual do fundo do reservatório. Nesse modelo, não é possível identificar de forma clara a presença da antiga calha do rio Indaiá na região do encontro do rio com o reservatório. No entanto, na última metade da área levantada (jusante), a calha do rio é claramente definida, sendo que a elevação no final do trecho estudado é da ordem de 526m (6m superior à observada nas cartas de 1952).

A Figura 5.80 apresenta uma sobreposição das curvas de nível digitalizadas a partir das cartas de 1952 com relação ao modelo digital do terreno gerado com base nos dados batimétricos, onde pode ser verificada a boa precisão do georreferenciamento entre os diferentes dados.

Foi então realizada uma tentativa de identificação das áreas de maior acúmulo de sedimentos no reservatório por meio da subtração do modelo digital do terreno atual com relação ao modelo digital produzido com base nas cartas de 1952. Essa operação aritmética gerou uma

imagem (Figura 5.81) que contém valores positivos e negativos de diferenças de cotas, onde os valores positivos representam acúmulo de sedimentos e os negativos representam perda de material.

Na Figura 5.81, pode-se observar claramente que a antiga calha do rio é a região que apresenta as maiores espessuras relativas de deposição, quando comparada com as margens adjacentes. É no primeiro terço da área levantada (encontro do rio com o reservatório - montante) que são observadas as maiores espessuras de deposição de sedimentos, com alguns locais apresentando valores superiores a 20,0m. Na medida em que se avança para o interior do reservatório (jusante), ao longo do leito do rio, as espessuras de deposição vão diminuindo, até se obter um valor aproximado de 6,0m no final da região estudada.

Os valores das espessuras de sedimentos, obtidos da comparação entre a topografia antiga e a atual, são elevados. Em alguns casos, também é possível verificar escavações no terreno da ordem de 12,0 m. É fato a existência de uma grande quantidade de sedimentos depositada no trecho levantado, no entanto, existe a possibilidade de uma superestimativa desses valores, que pode estar associada a uma baixa precisão altimétrica da carta de 1952, gerada com o uso de técnicas manuais. Para a confirmação da magnitude desses valores é importante que sejam realizadas amostragens de sedimentos em trechos específicos do reservatório, com um amostrador de tipo *Core*, acompanhadas de diferentes técnicas de levantamentos geofísicos.

Para melhor ilustrar a distribuição dos sedimentos depositados, tanto na calha, quanto nas margens, foram traçadas nove seções transversais ao longo do comprimento do braço do reservatório. Para evitar as imprecisões produzidas pela interpolação dos dados durante a geração dos modelos de elevação do terreno, no traçado das seções foram considerados somente os valores das curvas de nível que interceptavam os pontos batimétricos. A Figura 5.82 ilustra a localização das seções no reservatório, enquanto as figuras 5.83 a 5.90 apresentam as seções, levantadas no sentido da margem esquerda da antiga calha do rio para a margem direita. Na Figura 5.91 podem ser observados os perfis longitudinais da antiga calha do rio Indaiá obtidos a partir da carta de 1952 e dos levantamentos batimétricos.

Figura 5.78 - Modelo digital de elevação gerado a partir dos dados da carta de 1952.

Figura 5.79 - Modelo digital de elevação gerado a partir dos dados batimétricos levantados no presente estudo.

Figura 5.80 – Sobreposição entre as curvas de nível digitalizadas a partir da carta de 1952 e o MDE gerado a partir da batimetria.

Figura 5.81 – Imagem gerada a partir da subtração entre os modelos digitais da batimetria e da carta de 1952.

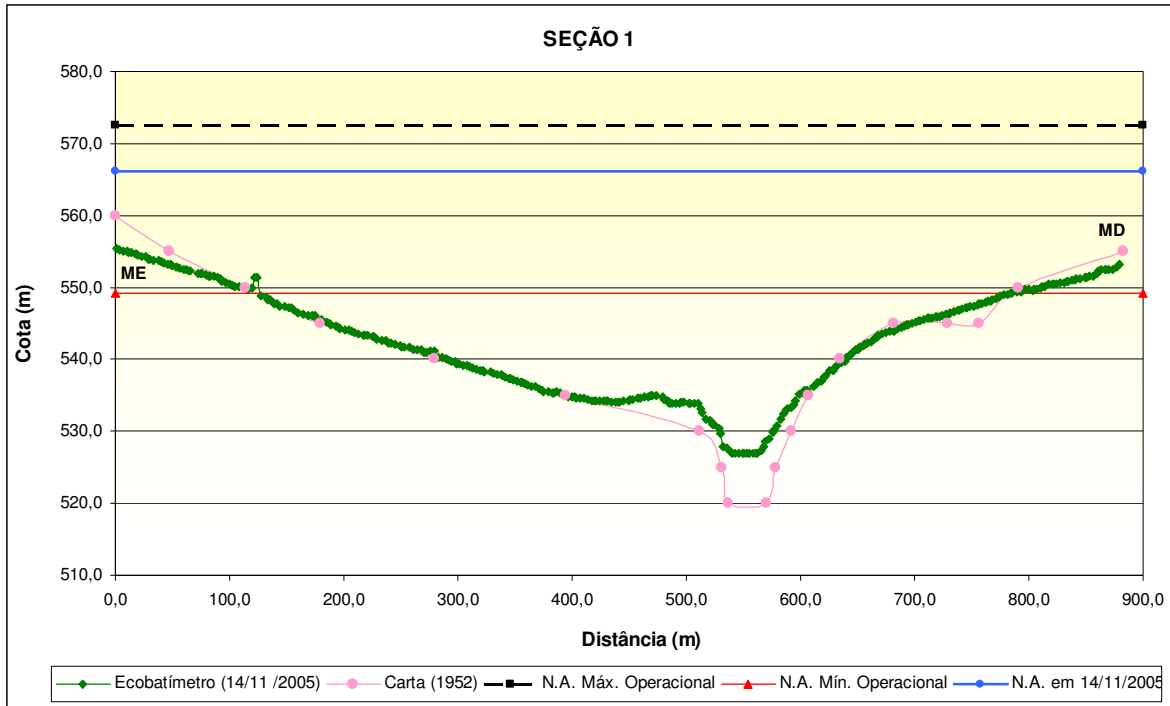


Figura 5.83 - Seção transversal 1

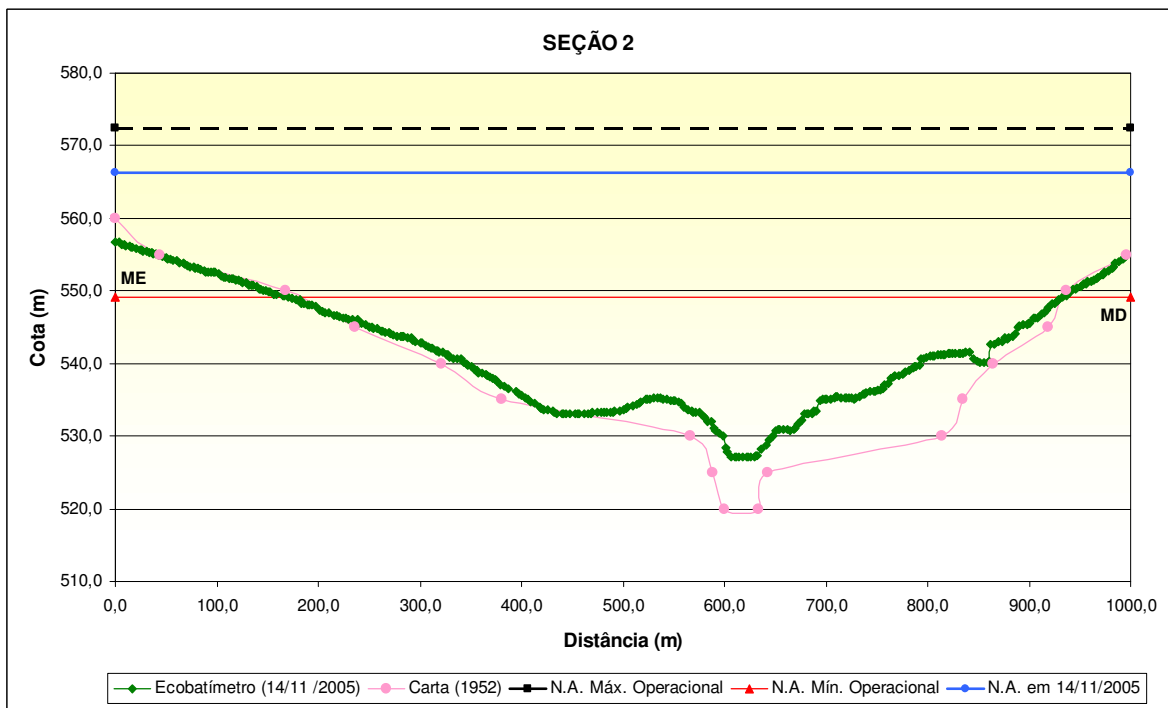


Figura 5.84 - Seção transversal 2

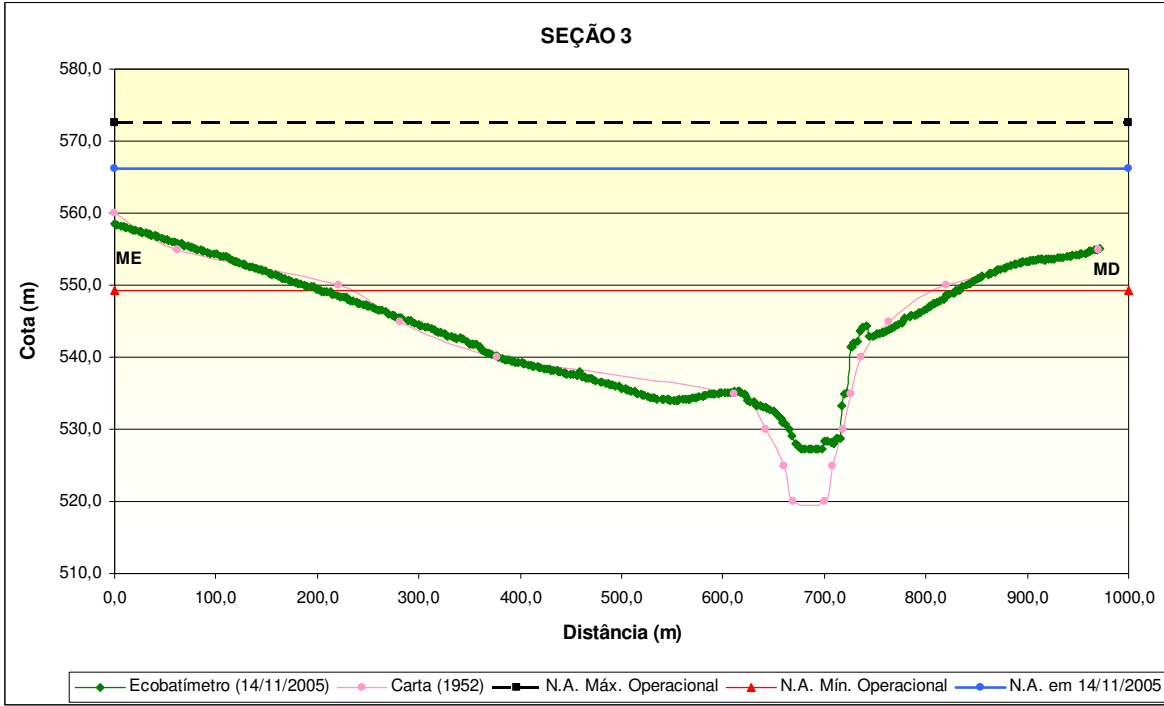


Figura 5.85 - Seção transversal 3

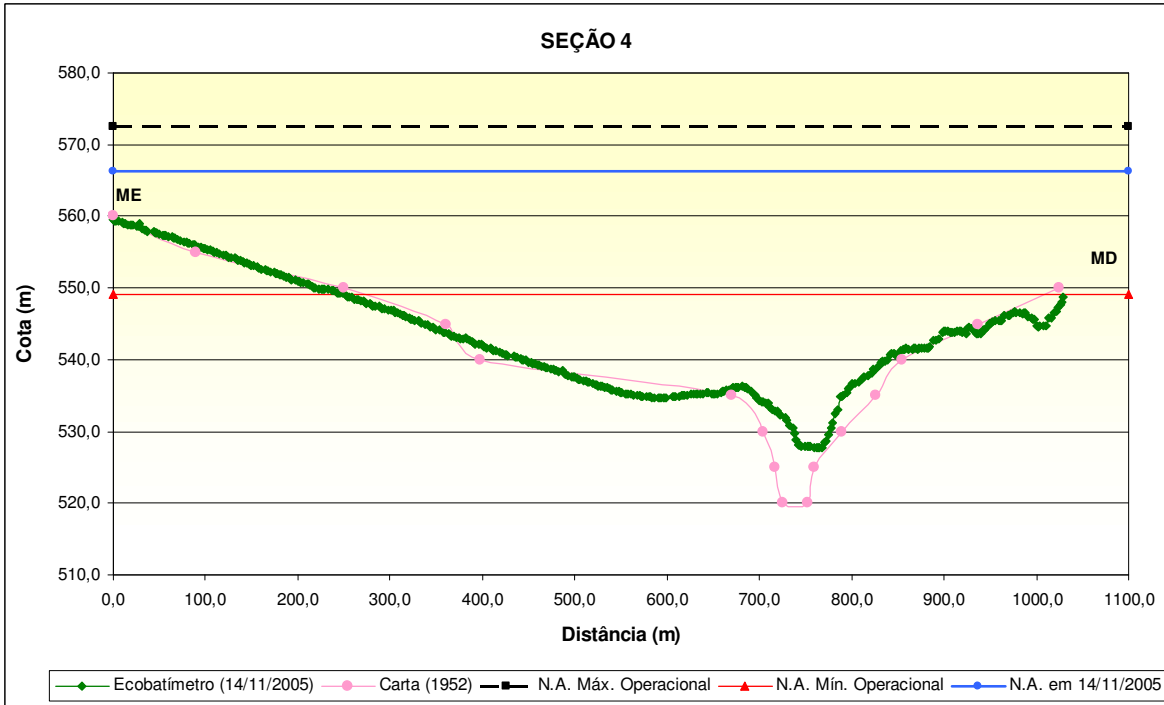


Figura 5.86 - Seção transversal 4

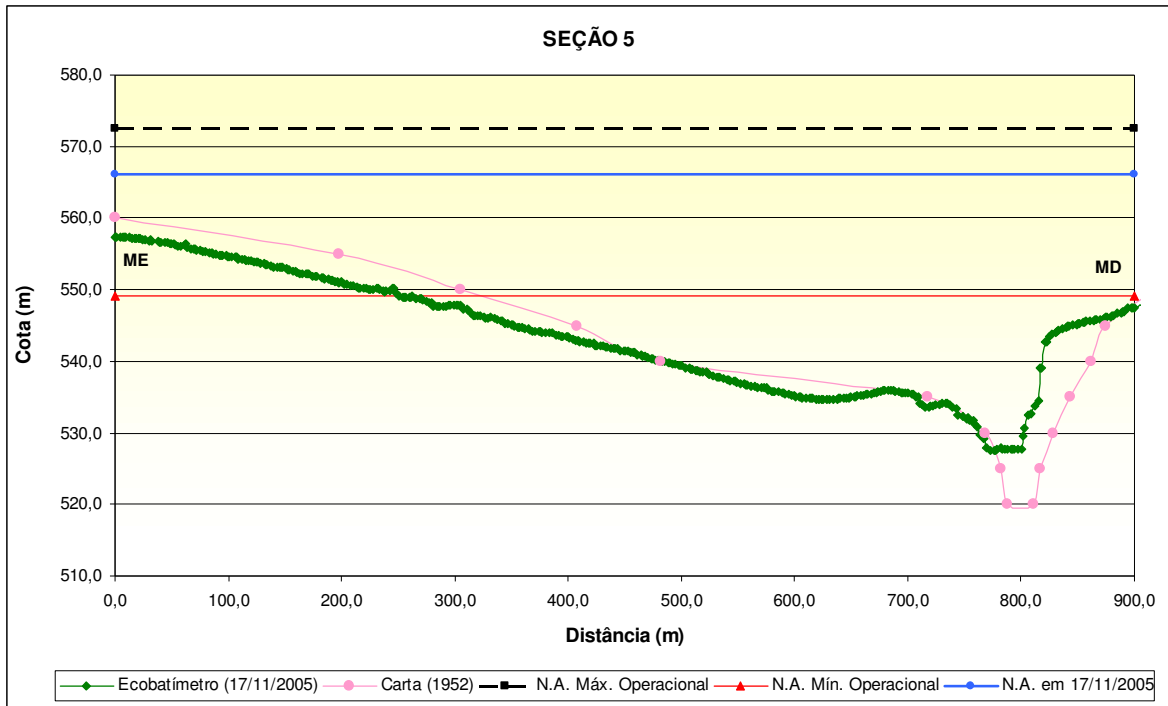


Figura 5.87 - Seção transversal 5.

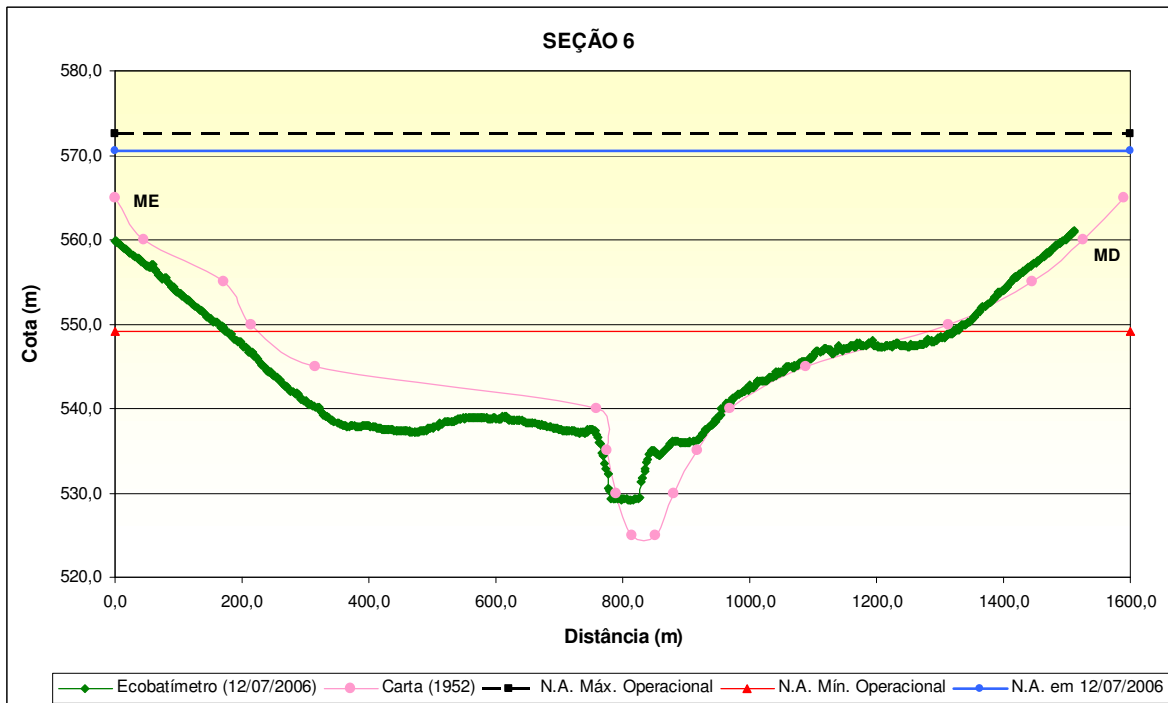


Figura 5.88 - Seção transversal 6.

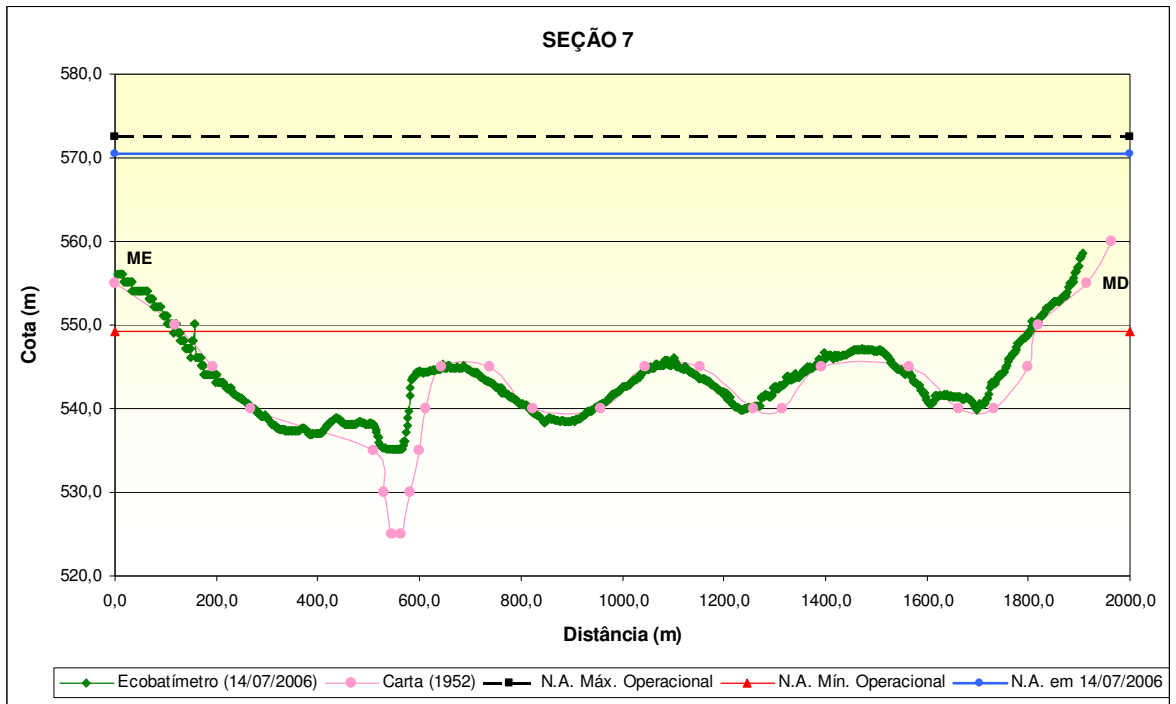


Figura 5.89 - Seção transversal 7.

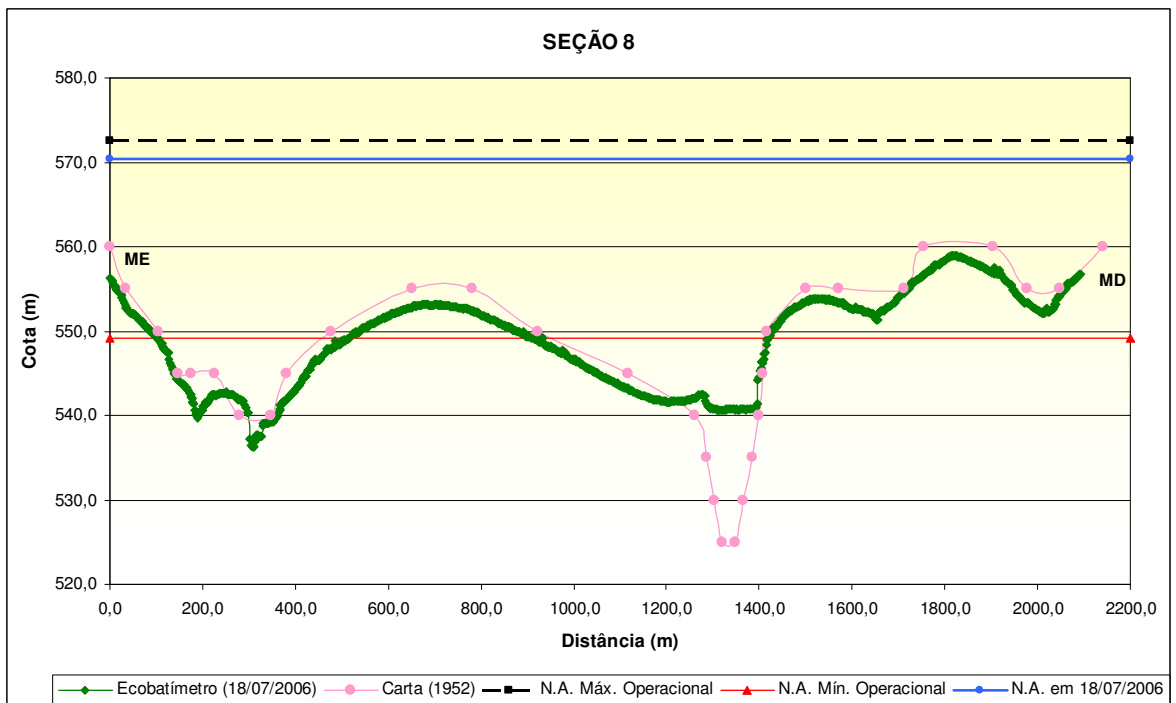


Figura 5.90 - Seção transversal 8.

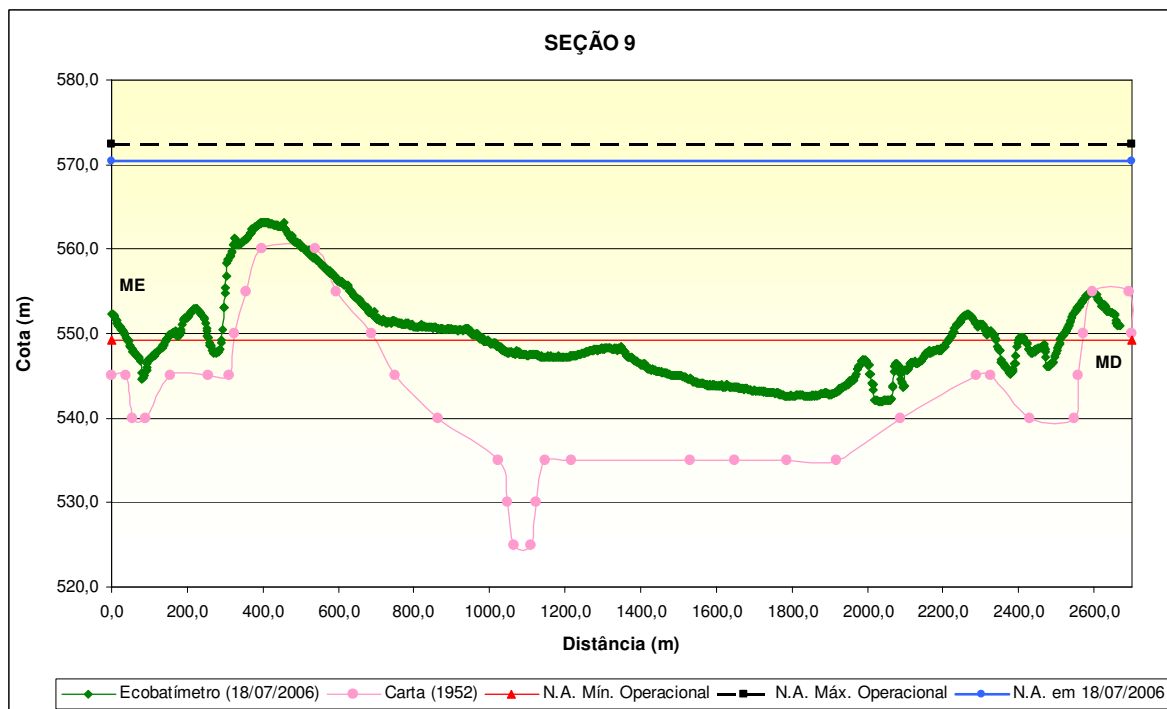


Figura 5.91 - Seção transversal 8.

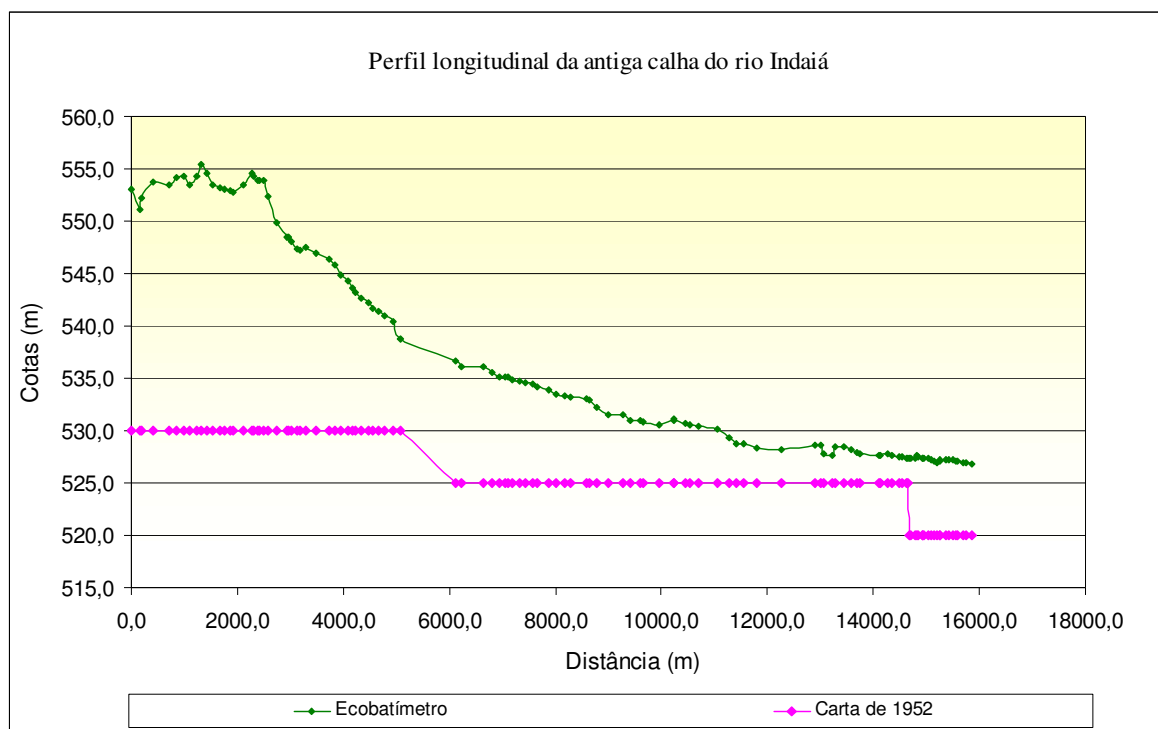


Figura 5.92 - Perfis longitudinais da antiga calha do rio Indaiá obtidos a partir da carta de 1952 e dos levantamentos batimétricos.

5.10.2. LEVANTAMENTOS GEOFÍSICOS REALIZADOS COM O PERFILADOR E O SONAR DE VARREDURA LATERAL

Os outros levantamentos geofísicos foram realizados com a utilização de dois equipamentos sísmicos: um perfilador e um sonar de varredura lateral, ambos acoplados a um GPS. As frequências utilizadas no perfilador e no sonar de varredura foram de 10 e 500 kHz, respectivamente.

A Figura 5.93 apresenta o trecho do reservatório em que foi realizado o levantamento com o perfilador sísmico *StrataBox* e as espessuras das camadas de sedimentos captadas por esse equipamento.

Os dados obtidos pelo *StrataBox* representam as espessuras das camadas de sedimentos finos inconsolidados. A frequência utilizada de 10 kHz permite observar os sedimentos mais finos, de forma que os sedimentos deltaicos, comumente mais grosseiros, não são detectadas pelo equipamento. Entretanto, essa frequência permite que se avalie o comportamento da pluma de sedimentos finos no interior do reservatório, bem como o alcance da mesma. Da Figura 5.93, pode-se observar que as espessuras identificadas pelo equipamento chegam a 2,2m no interior do lago. Esse resultado é coerente, pois os sedimentos finos são facilmente carregados para o interior do lago, enquanto que os grosseiros depositam-se no delta, fato confirmado pela diferença entre a batimetria e a carta de 1952.

Dados do sonar de varredura também confirmam que dos 30 km de levantamento, desde o delta para o interior do lago, em 28 km do trecho predominam os sedimentos finos. Uma parcela de sedimentos de granulometria mais grossa é observada num trecho localizado próximo à entrada do rio Indaiá no reservatório. É possível também identificar áreas com uma grande quantidade de matéria orgânica (vegetação em estado de decomposição) e algumas feições morfológicas associadas às características das margens. A Figura 5.94 mostra os trechos navegados durante o levantamento e alguns locais que apresentam diferentes características do fundo (figuras 5.95 a 5.98). A Figura 5.99 mostra uma classificação da imagem realizada com base numa interpretação visual.

Figura 5.93 - Levantamentos com o Stratabox.

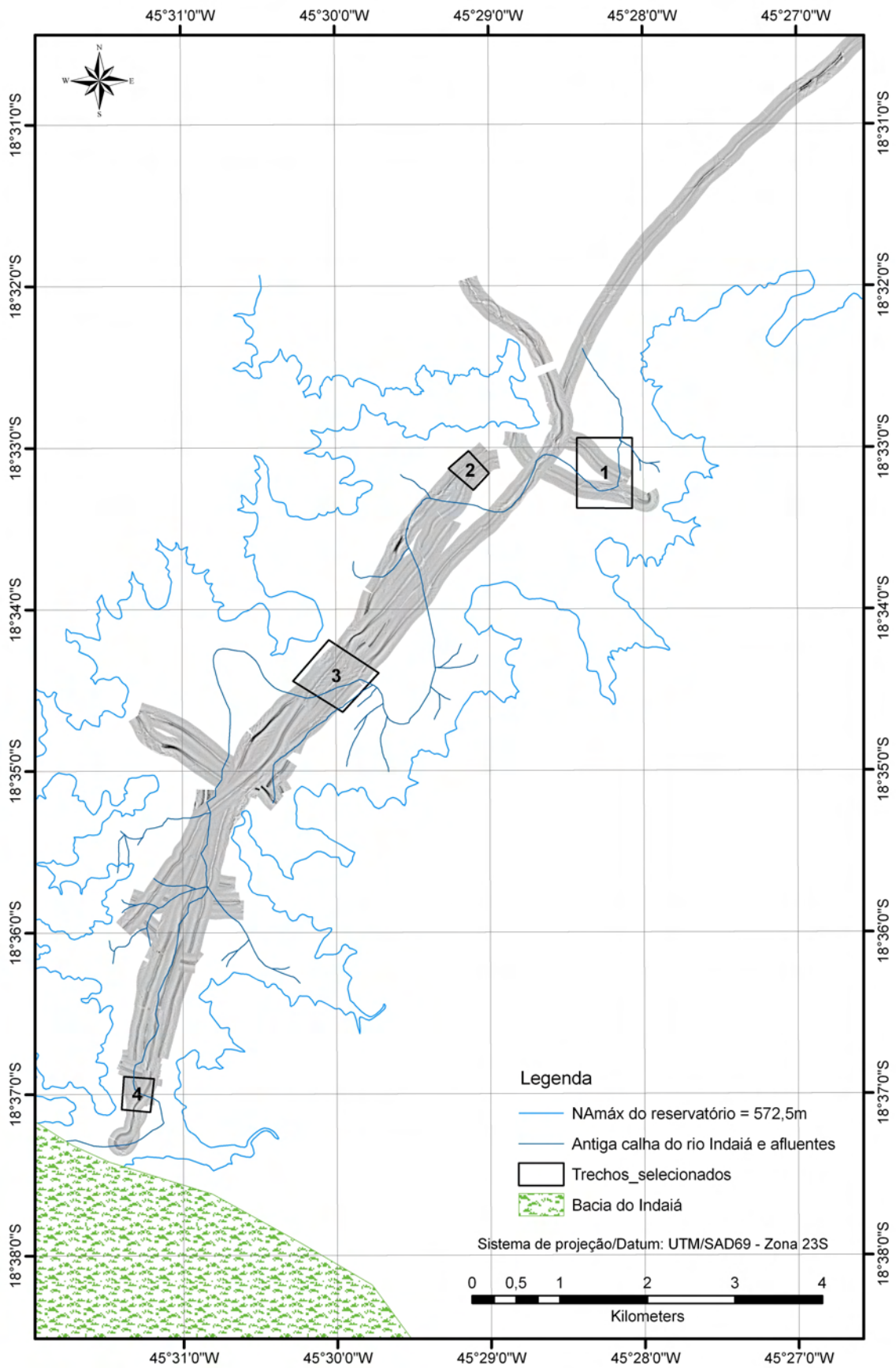


Figura 5.94 - Mapa com a localização dos trechos navegados e das áreas com feições morfológicas interessantes.

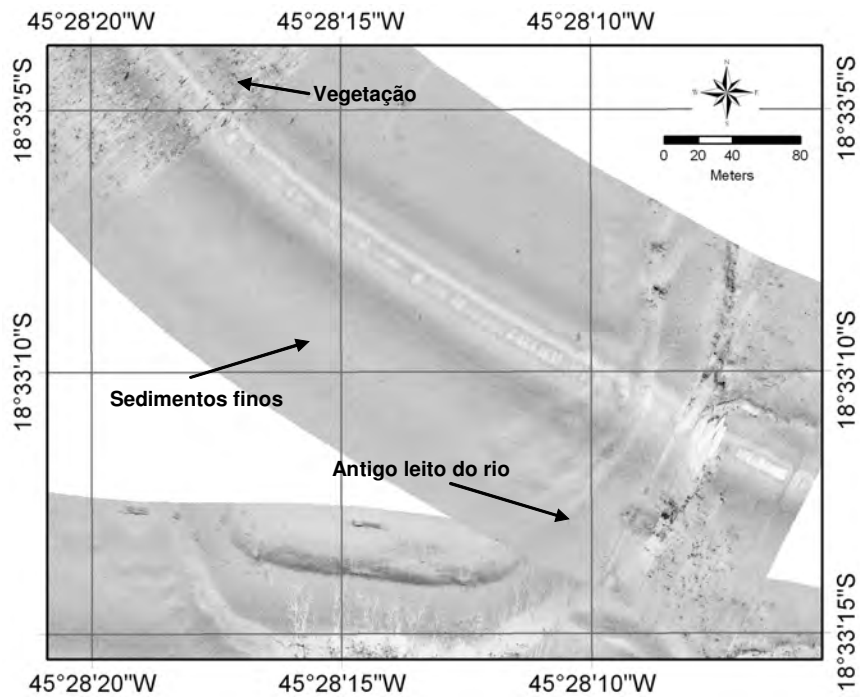


Figura 5.95 - Feição 1 apresentando o antigo leito do rio e a transição entre um trecho de sedimentos finos e outro coberto por vegetação.

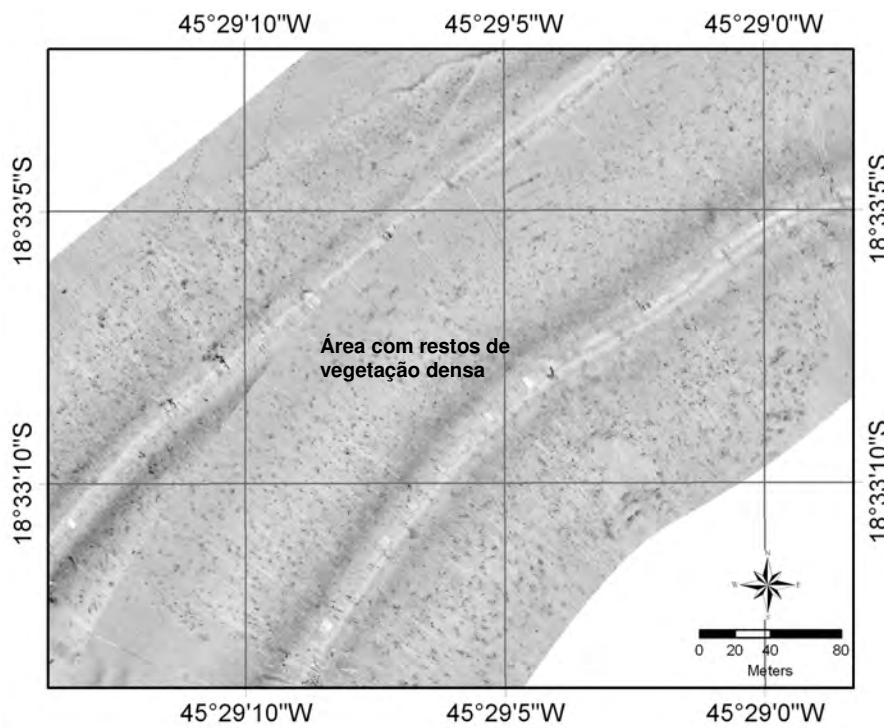


Figura 5.96 - Feição 2 apresentando uma área com restos de vegetação densa.

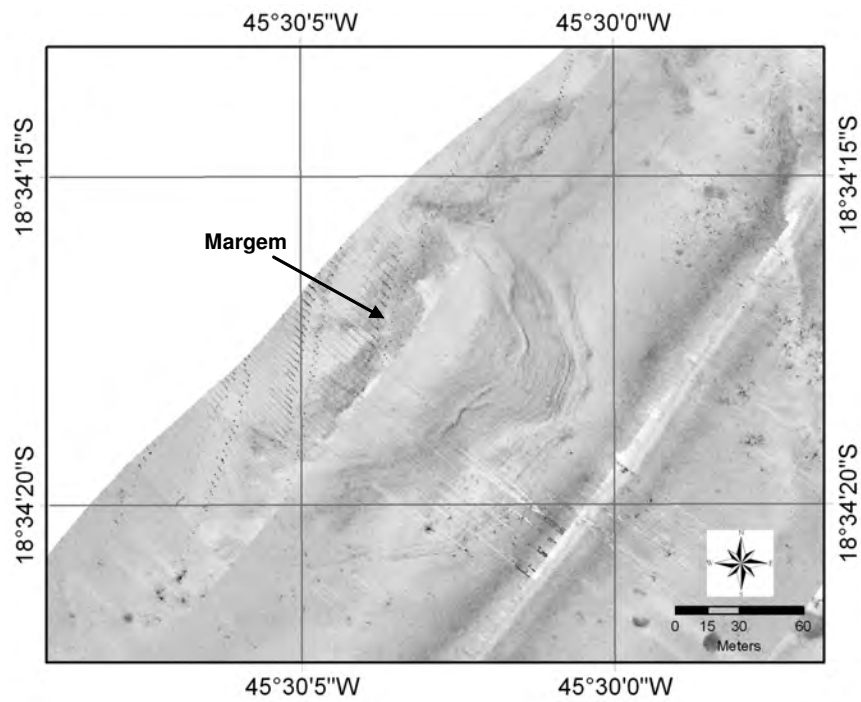


Figura 5.97 - Feição 3 apresentando a diferente resposta acústica na transição do leito do rio para a margem esquerda.

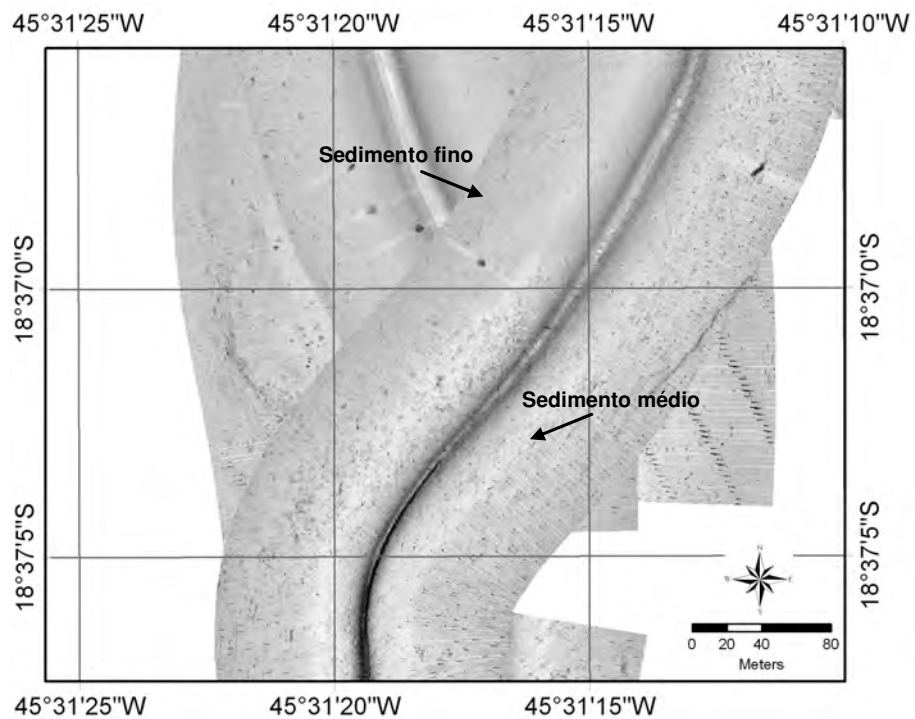


Figura 5.98 - Feição 4 apresentando camadas de sedimentos médios e finos depositadas próximo à foz do rio Indaiá.

Figura 5.99 - Imagem classificada.

Nesta região o uso do solo é caracterizado basicamente pela existência de atividades pecuárias, voltadas para a criação de gado, e grandes focos de solo exposto. O trecho selecionado corresponde a 12,5% da área total da bacia, apresenta uma taxa média de perda de solo (EUPS) de 28,8 t/ha.ano (40,5% mais alta do que a média calculada para toda a bacia) e declividades que variam entre 0 e 50%. Ocorrem predominantemente Neossolos Litólicos, intercalados com Latossolos Vermelho-Escuro e Cambissolos, sendo que os últimos ocorrem no limite da bacia com o corpo do reservatório. As principais litologias encontradas nesta área são: arcóseos, siltitos e argilitos da Formação Três Marias; e arenitos, calcários e siltitos e argilitos verdes da Formação Serra da Saudade.

A proposta de medidas de uso sustentável feita para essa área é a de que ela seja utilizada para fins de proteção ambiental e não como geradora de recursos econômicos. Para tanto e considerando o grau de antropização da área, seria fundamental que fossem feitas ações voltadas para a recuperação florestal da região. Projetos ou ações voltados para a revegetação das áreas degradadas, com a recomposição da mata ciliar na altura da cota máxima do reservatório seriam importantes mecanismos para viabilizar a retenção dos sedimentos gerados que acabam sendo carreados para o reservatório. O processo de revegetação pode funcionar como um filtro ou barreira florestal, de modo que impeça a chegada dos sedimentos no reservatório. Trabalhos recentes apresentados por Fonseca *et al.* (2009) mostram que os sedimentos retidos no reservatório e, em especial na região do Indaiá, funcionariam como um excelente material para favorecer a recomposição dos solos degradados da região.

Tais sedimentos, se retirados do reservatório, acrescidos de determinados tipos de rochas da região, em especial aquelas da Formação Mata da Corda, comporiam uma mistura com excelentes teores de micro e macronutrientes que teriam a capacidade de alterar positivamente os índices de fertilidade do solo. Ao se aumentar os índices de fertilidade dos solos, a vegetação usada na recomposição teria maiores e melhores condições de desenvolvimento.

Estudos realizados por Theodoro *et al.* (2009a) sobre o uso de sedimentos retidos em reservatórios mostrou excelentes resultados na recomposição da vegetação nativa. Esta medida baseia-se nos princípios da tecnologia da rochagem que sugere que os solos podem ser rejuvenescidos pelo acréscimo de determinados tipos de rochas ricas em macro e micronutrientes (Leonardos *et al.*, 1976 e Theodoro, 2000). Melhorar as características de fertilidade dos solos tropicais está entre as principais medidas para reverter processos de

degradação e erosão causadas pela atividade antrópica ou mesmo pelo desgaste natural dos solos lixiviados por ações intempéricas.

De acordo com Theodoro *et al.* (2009b), medidas como utilização de sistemas agroflorestais e corredores ecológicos energéticos podem se tornar mecanismos excelentes para a preservação desta região. Ocorre que estas terras são privadas. Portanto, para se obter uma recuperação mais efetiva e eficaz, teria que haver um trabalho de educação ambiental associado à possibilidade de incentivos econômicos, de forma que os proprietários (pecuaristas) aderissem a esta medida. Como a região apresenta altas taxas de declividade, o plantio de sistemas agroflorestais e de bosques energéticos deve ser realizado em curvas de nível para evitar a ocorrência de erosão.

Considerando que a aceitação de medidas como esta seria voluntária, pode ocorrer que não haja interesse por parte dos proprietários. Neste caso, sugere-se como medida paliativa cursos de capacitação dos produtores em práticas de manejo mais adequadas, que levassem em conta a rotação dos pastos e o confinamento de parte dos rebanhos.

Apesar das ações propostas, é fundamental lembrar que a solução dos problemas decorrentes da erosão não depende da ação isolada de um produtor. A erosão produz efeitos negativos para o conjunto dos produtores rurais e para as comunidades urbanas de uma dada região. Um plano de uso, manejo e conservação do solo e da água deve contar com o envolvimento efetivo do produtor, do técnico, dos dirigentes e da comunidade (Araújo *et al.*, 2008). Além disto, é fundamental que haja o envolvimento do Comitê de Bacia, que define as ações para a região, além de políticas locais usadas para fortalecer as medidas propostas.

O oferecimento de tecnologias de baixo impacto, associado a programas de educação ambiental, de geração de renda e de agroextrativismo, poderão tornar a região menos propensa a eventos erosivos. Para que estas medidas sejam, de fato, efetivas é necessário que o planejamento de uso do solo seja estratégico para a região, bem como para a geração de energia da UHE Três Marias.

Neste caso, e considerando o alto índice pluviométrico, seria interessante encontrar e difundir um melhor aproveitamento das águas das chuvas. Esta medida, além de evitar perdas excessivas por escoamento superficial, pode criar condições para que a água pluvial tenha

possibilidade de infiltrar no solo. A construção de reservatórios subterrâneos ou mini barramentos tem a função de aumentar as áreas de maior fertilidade e de garantir o suprimento de água para as culturas, animais e usos domésticos. Esta medida tem ainda um caráter de melhoramento dos índices de saúde da população que passaria a ter água de melhor qualidade (Theodoro *et al.*, 2009a).

Por fim, é necessário reforçar que uma cobertura vegetal adequada assume importância fundamental para a diminuição do impacto das gotas de chuva e a redução da velocidade das águas que escorrem sobre o terreno, possibilitando maior infiltração de água no solo e, diminuição do carreamento das suas partículas.

6. CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA PESQUISAS FUTURAS

6.1 CONCLUSÕES

Os parâmetros morfométricos da bacia do rio Indaiá relacionam-se com seus tipos de solos e suas características litológicas, como uma região de moderada eficiência de densidade de drenagem (2,28 km/km²), de baixo potencial à infiltração e um maior favorecimento a escoamentos superficiais, representando uma predominância dos processos de erosão laminar sobre os de erosão linear. A baixa capacidade de infiltração da bacia também é constatada ao se analisar a razão de textura. A densidade hidrográfica indica que a área apresenta uma relevante capacidade para gerar novos cursos d'água decorrentes do escoamento superficial.

O coeficiente de manutenção estimado para a bacia indica que a área de estudo possui uma boa capacidade para a formação e manutenção de seus cursos d'água. Já o coeficiente de compacidade e o fator de forma evidenciam a baixa propensão da bacia do rio Indaiá a sofrer inundações. Essa observação é confirmada ao se analisar o índice de circularidade da bacia.

O rio principal pode ser classificado como meândrico, tendo como base a análise do índice de sinuosidade. Essa classificação também é evidenciada ao se observar o parâmetro gradiente de canais para a bacia como um todo. Quando é realizada a análise do gradiente de canais para as diferentes "ottobacias", podem ser observadas regiões com altos valores de declividade e maior capacidade de transporte de sedimentos.

Em relação ao mapeamento de uso e cobertura do solo, foi verificado que a utilização de imagens dos satélites CBERS2 e Landsat5 e 7, associada às observações realizadas em campo, mostrou-se eficaz e permitiu a elaboração de mapas de uso e cobertura do solo da bacia em escala 1:100.000. Os estudos realizados a partir dessas imagens deram suporte aos mapeamentos feitos para os anos de 1972 e 1981 com base em imagens dos satélites Landsat1 e 2, consideradas de baixa resolução.

O SIG Spring 4.3 utilizado para o mapeamento mostrou ser um aplicativo adequado e com recursos diferenciados para o processamento de imagens de satélite de baixa e média resolução, permitindo uma segmentação refinada da imagem e bons recursos para a classificação e mapeamento.

Os mapeamentos de uso e cobertura do solo mostram que, entre os anos de 1972 e 2005, a vegetação nativa foi reduzida em 45,0%, e que, entre os anos de 1972 e 1983, houve um aumento de 38,7% das áreas de solo exposto, pastagem com solo exposto e área urbana, com uma gradual redução até o ano de 2005.

A técnica de Rotação Radiométrica Controlada por Eixo de Não-Mudança (RCEN) mostrou ser uma ferramenta importante e de simples aplicação para o monitoramento do uso e da cobertura do solo. Ao longo de um período de quinze anos, correspondente aos anos de 1990 a 2005, foi observado que aproximadamente 15% da área da bacia sofreram degradação da paisagem, resultante principalmente da expansão da pecuária e do desmatamento para a produção de carvão, enquanto apenas 4,2% sofreram processos de regeneração.

Atualmente, os tipos de uso e cobertura predominantes na bacia são as pastagens com campo sujo de cerrado (33,7%), caracterizadas pela influência da ação antrópica, e o cerrado natural (17,0%). Uma parcela significativa de solo exposto e de pastagem com solo exposto (6,1%), que se apresenta predominantemente na região do baixo Indaiá, próximo ao encontro do rio com o reservatório, também foi observada na bacia.

Os resultados das análises físicas dos solos coletados na bacia mostram que, quando ensaiada sem defloculante, a maioria do material apresenta granulometria de areia fina e de areia média. No entanto, quando o ensaio é realizado com defloculante, os solos passam a apresentar características granulométricas de silte e de argila, com mais de 90% das partículas possuindo diâmetro inferior a 0,06mm. Isso indica uma agregação do solo em seu estado natural.

Do total das amostras coletadas, somente uma foi caracterizada como apresentando propriedades de solo laterítico LA, o restante foi caracterizada como areia quartzosa, com finos, de comportamento não laterítico NA ou como solo arenoso ou siltoso não laterítico NA-NS'. A maioria dos perfis de variação da massa específica aparente seca do solo

apresenta uma redução gradual da propriedade com a profundidade. Essa redução pode ter ocorrido devido à compactação da camada mais superficial do solo pelo tráfego de maquinários agrícolas ou de animais nas regiões de pastagem.

A análise dos dados de alturas totais anuais médias de precipitação mostra que existe uma leve tendência de diminuição da precipitação ao longo do tempo. No entanto, com relação às alturas máximas anuais das precipitações diárias, a linha de tendência permanece praticamente constante. Uma tendência similar à apresentada pelos dados de alturas totais anuais médias é observada nos valores das vazões médias anuais e das máximas anuais das vazões diárias.

As boas correlações encontradas entre as vazões sólidas (em suspensão e total) e as vazões líquidas permitirão a estimativa de valores diários de descarga sólida para períodos em que não se tenha a disponibilidade desses dados para a região. A partir da comparação entre os valores de descarga sólida em suspensão e de descarga sólida total, observou-se que a descarga sólida em suspensão representa aproximadamente 80% da descarga sólida total. Isso significa que uma grande quantidade de material fino tem sido introduzida no reservatório, pelo menos desde o ano de 1978, período em que foram coletadas as primeiras amostras de sedimentos na Estação Porto Indaiá.

A análise da curva de massa de sedimentos permitiu a identificação de uma redução na produção de sedimentos após o ano de 1983. Essa mudança na taxa anual está relacionada tanto a alterações no regime pluviométrico quanto a mudanças nas práticas de uso e manejo do solo (redução de áreas de solo exposto).

Os valores médios anuais de produção de sedimentos estimados na estação Porto Indaiá, localizada a aproximadamente 69 km do reservatório, correspondem a 77,0% dos estimados na estação Porto das Andorinhas, localizada no rio São Francisco (rio principal), a uma maior distância do barramento. Isso mostra a grande influência que a bacia do Indaiá tem no assoreamento do reservatório, já que os sedimentos por ela produzidos podem atingir o barramento em um tempo mais curto do que o estimado nas previsões de assoreamento que, em geral, apenas consideram o transporte de sedimentos pelo rio principal.

A partir da obtenção de correlações entre os produtos dos fatores da EUPS que mais se modificam com o tempo, os dados de produção específica de sedimentos e as medidas do teor de césio na bacia, foi possível calibrar valores do fator C (uso e manejo do solo) para alguns tipos de uso que, na literatura, apresentam valores que não se ajustam às condições físicas e/ou climáticas da área de estudo.

O uso do método do ^{137}Cs para estimar a perda de solo na bacia apresentou-se como uma alternativa viável para a determinação de taxas de perdas e ganhos de solo por erosão hídrica. Em geral, os valores de perda de solo obtidos por esse método foram mais baixos do que os estimados pela EUPS, e mais altos do que os determinados pela aplicação do modelo MMF. Os resultados obtidos com o modelo proporcional, do método do ^{137}Cs , foram os que apresentaram a melhor correlação com as estimativas conseguidas dos outros modelos de previsão de erosão considerados neste estudo.

Os resultados encontrados nos locais de referência (método do ^{137}Cs) sugerem futuros estudos visando o conhecimento do comportamento do elemento em diferentes tipos de solos e em diferentes frações granulométricas, bem como sobre as relações do ^{137}Cs com as propriedades físicas e químicas dos solos.

As análises qualitativas de previsão de erosão, apoiadas pelas observações realizadas em campo, possibilitaram a identificação das áreas da bacia que têm maior potencial para sofrerem processos de erosão laminar e linear.

Os mapas de perda de solo por erosão laminar obtidos pela aplicação dos modelos EUPS e MMF mostram que a maior concentração de pontos com altos valores de perda de solo ocorre no trecho norte da bacia, próximo ao encontro do rio com o reservatório. Essa informação é preocupante, pois o material erodido neste trecho da bacia é muito mais facilmente conduzido ao reservatório do que o material erodido mais próximo da nascente do rio, que ainda irá passar por vários ciclos de transporte e deposição até atingir o reservatório. A ocorrência de processos erosivos em áreas da bacia próximas do reservatório gera um grande impacto no seu assoreamento, por isso, é fundamental que sejam tomadas medidas mitigadoras e de recuperação da erosão nessas áreas. A localização da Estação Porto Indaiá é bem apropriada para mensurar as cargas de sedimentos do rio, por estar à jusante das áreas mais degradadas

da bacia, o que pode significar que grande parte dos sedimentos depositados podem ser oriundos dessas áreas.

Uma operação matricial entre o mapa de perda de solo, obtido pela EUPS, e o mapa de potencial atual à erosão laminar permitiu mostrar que esses mapas apresentam uma boa aderência em aproximadamente 70% da área estudada, com o mapa de potencial atual sendo mais conservador. Isso mostra a eficiência da avaliação qualitativa (de simples aplicação) na identificação das áreas que mais necessitam da adoção de práticas conservacionistas de uso e manejo do solo.

A partir dos valores de escoamento superficial (Q) e do volume de precipitação (I_p), obtidos para os dezessete eventos chuvosos analisados, foi possível calibrar os valores de Curva-Número (CN) da bacia do rio Indaiá para os diferentes períodos estudados. A evolução dos valores da CN ao longo do tempo apresenta um comportamento similar à dos valores do fator C. Para o ano de 2005, a CN apresenta um valor médio de 66. Esse valor possibilitará o cálculo da precipitação efetiva da bacia em pesquisas futuras, utilizando-se o método da abstração proposto pela USDA-SCS.

A correlação obtida entre os valores das vazões de pico (q_p), observadas nos hidrogramas, e dos valores de escoamento superficial (Q) estimados permitirá a obtenção do valor de q_p de forma empírica para os casos em que se tenham valores confiáveis de Q , reduzindo as incertezas que envolvem as estimativas de vazão de pico.

Dos modelos quantitativos empregados, o que apresentou as taxas anuais de perda de solo mais próximas das estimadas na estação Porto Indaiá foi a MEUPS. Isso se deve ao fato da equação calcular a perda de solo a partir de eventos isolados e dos dados de vazão terem sido obtidos no mesmo ponto em que foram coletadas as amostras de sedimentos em suspensão.

A comparação entre os modelos digitais de elevação do terreno, gerados a partir das cartas de 1952 e dos levantamentos batimétricos, mostra que existe uma grande concentração de sedimentos no trecho do reservatório próximo à foz do rio e ao longo de toda a antiga calha. No entanto, para a confirmação das espessuras reais das camadas de sedimentos, faz-se necessária a realização de campanhas de amostragem de sedimentos do tipo *Core* e levantamentos geofísicos.

Os dados gerados pelo perfilador sísmico (*StrataBox*) e pelo sonar de varredura lateral mostram, respectivamente, que a pluma de sedimentos finos avança para o interior do reservatório e que os sedimentos grosseiros depositam-se no delta, demonstrando serem ferramentas importantes para nortear futuras investigações no reservatório, voltadas à análise da distribuição dos depósitos de assoreamento.

A bacia estudada apresentou uma série de fatores que podem explicar a alta produção de sedimentos observada, tais como a morfometria favorável, o eficiente sistema de drenagem, as alterações significativas no histórico do uso do solo e a natureza argilosa predominante dos sedimentos em suspensão, de mais fácil transporte pela rede de drenagem.

6.1 SUGESTÕES PARA PESQUISAS FUTURAS

A partir de observações realizadas durante este trabalho e à luz das análises feitas sobre os resultados, sugere-se:

Identificar as áreas de maior produção de sedimentos das outras bacias que também contribuem para o reservatório da UHE Três Marias, por meio de avaliações qualitativas (metodologia de fácil utilização), para orientar políticas regionais que visem à implementação de medidas mitigadoras nas áreas da bacia que causam maior impacto no assoreamento do reservatório.

Verificar se os fatores C calibrados para a bacia do rio Indaiá são representativos de outras bacias da região, como, por exemplo, das bacias dos rios Borrachudo, Pará e Paraopeba.

Avaliar e quantificar os impactos positivos que a implementação de diferentes práticas conservacionistas (tipo e extensão) possam causar na redução do aporte de sedimentos da bacia do rio Indaiá, na forma de geoindicadores.

Realizar levantamentos no reservatório com um equipamento de perfilagem sísmica mais penetrativo (com frequências inferiores às utilizadas no presente estudo) que possibilite a

identificação de camadas de sedimentos grosseiro e/ou consolidados, depositados no fundo do reservatório, aferidos com dados de amostragem direta.

Coletar amostras de sedimentos no reservatório, com um amostrador do tipo *Piston Core*, para a verificação das espessuras das camadas de sedimentos, realização de ensaios de caracterização físico-química, bem como de datação pelo método do ^{210}Pb , com o objetivo de identificar as taxas de deposição dos sedimentos no reservatório e sua distribuição.

Propor uma metodologia de avaliação de vida útil do reservatório/empreendimento, que considere a contribuição sedimentar de bacias tributárias e a disposição do assoreamento no interior do lago, o que pode ser feito com modelos que segmentem o reservatório em função das cargas sedimentares aportadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALCÂNTARA, E.H. & AMORIM, A.J. (2005). Análise morfométrica de uma bacia hidrográfica costeira: um estudo de caso. *Caminhos da Geografia*, v. 7, n. 14, pp. 70-77.
- ANDRELLO, A.C., APPOLONI, C.R. & GUIMARÃES, M.F. (2002). Uso do césio-137 para avaliar taxas de erosão em cultura de soja, café e pastagem. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, n.27, pp. 223-229.
- ANDRELLO, A.C. (2004). Aplicabilidade do ^{137}Cs para Medir Erosão do Solo: Modelos Teóricos e Empíricos. Tese de Doutorado, Departamento de Física, Universidade Estadual de Londrina, Londrina, PR, 174p.
- ANEEL – AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA. (2003). Estudos de Revisão do Inventário Hidrelétrico do rio São Francisco, a Montante da UHE Três Marias. Relatório Final, 359p.
- ARAÚJO Jr., G.J.L.D. (1997). Aplicação dos Modelos EUPS e MEUPS na Bacia do Ribeirão Bonito (SP) Através de Técnicas de Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, INPE, São José dos Campos, SP, 122p.
- ARAÚJO, Q.R., MARROCOS, P.C.L. & SERÔDIO, M.H.C.F. (2008). Conservação do Solo e da Água. Em <http://www.ceplac.gov.br/radar/conservacaosolo.htm>, acessado em 05/06/2008.
- ARONOFF, S. (1989). *Geographic Information Systems: A Management Perspective*. Ottawa, WDL, 295p.
- ART, H.W. (2001). *Dicionário de Ecologia e Ciências Ambientais*. 2ª Edição, UNESP, São Paulo, SP, 583 p.
- BEASLEY, D.B., HUGGINS, L.F. & MONKE, E.J. (1980). ANSWERS: A model for watershed planning. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, v23, pp. 938-944.
- BERTONI, J. & LOMBARDI NETO, F. (1985). *Conservação do Solo*. Livroceres, Piracicaba, SP, 368p.
- BERTONI, J.C. & TUCCI, C.E.M. (2001). Precipitação. In: *Hidrologia: Ciência e Aplicação*, TUCCI, C.E.M (Organizador). ABRH, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, pp. 177-241.
- BORGES, F.S.P., ROTUNNO FILHO, O.C. & WILSON Jr., G. (2005). Sensoriamento remoto e geoestatística aplicados à estimativa de batimetria em reservatórios do Setor Elétrico Brasileiro. XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, INPE, pp. 2471-2478.
- BRANCO, J.J.R. & COSTA, M.T. (1961). Roteiro da excursão Belo Horizonte – Brasília. Belo Horizonte, UFMG - Instituto de Pesquisas Radioativas, Publicação 15, 25p.
- BRASIL. (2002). Plano Diretor de Recursos Hídricos das Bacias de Afluentes do Rio São Francisco em Minas Gerais. MMA, SRH, Seapa/MG, Ruralminas, Semad/MG e Igam, Brasília-DF.

- BUFFON, A.G.M. (1999). Variação temporal da taxa de sedimentação na represa Velha (CEPTA/IBAMA/SP) e a sua influência sobre as características limnológicas do sistema. Um estudo de impacto ambiental. Monografia (graduação), Faculdade de Engenharia de Agrimensura de Pirassununga, Pirassununga, SP, 85p.
- BURROUGH, P.A. (1986). Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assesment. Oxford University Press, Oxford, England, 193p.
- CÂMARA, G. (1995). Modelos, Linguagens e Arquiteturas para Banco de Dados Geográficos. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São José dos Campos, SP, 264p.
- CAMPANGNOLI, F. (2002). A Aplicação do Assoreamento na Definição de Geoindicadores Ambientais em Áreas Urbanas: Exemplo na Bacia do Alto Tietê, SP. Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia Hidráulica e Sanitária, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo - EPUSP, São Paulo, SP, 192p.
- CAMPOS, J.E.G. & DARDENNE, M.A. (1997). Estratigrafia e sedimentação da bacia Sanfranciscana: uma revisão. Revista Brasileira de Geociências, 27(3), pp.269-282.
- CANALI, N. E., OKA-FIORI, C. & GUEDES, J. A. (1998). Propriedades físicas das bacias hidrográficas das baías de Antonina e Paranaguá (PR). In: I Fórum Geo-Biohidrologia. Anais. Curitiba, PR.
- CÁRDENAS, F.P.A. (1999). Zoneamento Geoambiental de uma Parte da Bacia do Rio Nechí, Colômbia, por meio de Técnicas de Geoprocessamento. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 137p.
- CARVALHO, N.O. (1986). Diagnóstico sedimentológico da bacia do São Francisco. Relatório Técnico RTP-86/23, OEA/PLANVASF, Brasília, DF.
- CARVALHO, N.O., FILIZOLA JUNIOR, N.P., SANTOS, P.M.C. & LIMA, I.E.F.W. (2000). Guia de Avaliação de Assoreamento de Reservatórios, Agência Nacional de Energia Elétrica - Aneel, 132 p.
- CARVALHO, N.O. (2001). Produção de Sedimentos em Função da Variabilidade Climática: O Estudo de Caso da Área Contribuinte ao Reservatório de Três Marias, Região do Alto São Francisco. Projeto BRA/00/029, ANEEL, PNUD, CT Brasil, Brasília, DF, 51p.
- CARVALHO, N.O. (2008). Hidrossedimentologia Prática. 2ª Edição Revisada e Ampliada. Ed. Interciência, Rio de Janeiro, RJ, 599p.
- CASTILHO, A.S. (1998). Avaliação da Aplicabilidade do Método Simplificado de Colby na Estimativa da Descarga Sólida Total em Cursos D'água. Estudo de Caso: Sub-bacia 40 – Região do Alto São Francisco. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Hidráulica e de Recursos Hídricos, Escola de Engenharia da UFMG, Belo Horizonte, MG, 146p.
- CASTRO Jr., P.R., FONSECA NETO, L. & SALOMÃO, F.X.T. (2006). Conflitos de uso e controle erosivo em uma área representativa da produção agrícola intensiva no Planalto dos Guimarães em Mato-Grosso. Revista Agricultura Tropical, v. 8, pp. 76-99.
- CASTRO Jr., R.M. (2008). Zoneamento e Diagnóstico Geoambiental da Bacia do Rio Castelo Usando Geoprocessamento. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 285p.

- CAVALIERI, A., HAMADA, E., ROCHA, J.V. & LOMBARDI NETO, F. (1996). Aplicação de sistema de informações geográficas em estudos de degradação do solo. Anais do VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Salvador, BA, INPE, pp. 91-92.
- CETEC (1983). Diagnóstico Ambiental do Estado de Minas Gerais. 1v. Belo Horizonte, MG, 158p.
- CHANSON, H. (1998). Extreme reservoir sedimentation in Australia: a review. *International Journal of Sediment Research*, Vol. 13, n. 3, pp. 55- 63.
- CHAVES, H.M.L. (1991). Análise global de sensibilidade dos parâmetros da Equação Universal de Perda de Solo Modificada (MEUPS). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, SP, v.15, pp. 345-350.
- CHAVES, H.M.L. (1994). Estimativa da erosão atual e potencial no Vale do São Francisco. Relatório Final de Consultoria 2257, CODEVASF – FAO, Brasília, DF, 35 p. Não tirar!
- CHAVES, H.M.L., ROSA, J.W.C., SANTOS, M.V., SAMPAIO, C.M. & MOTA, I.S.A. (1996). Evolução da erosão do solo no Distrito Federal no período de 1953 a 1991. VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, INPE, Salvador, BA, pp. 99-101.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1980). *Geomorfologia*. Edgard Blücher, 2ª edição, São Paulo, SP, 188p.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1983). A significância da densidade de drenagem para a análise geomorfológica. *Boletim Geográfico Teor*, v. 13, n. 26, p. 27-53.
- CORRECHEL, V. (2003). Avaliação de Índices de Erodibilidade do Solo Através da Técnica da Análise da Redistribuição do “Fallout” do ¹³⁷Cs. Tese de Doutorado, Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, SP, 79p.
- COWEN, D.J. (1988). GIS versus CAD versus DBMS: what are the differences. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54 (11), pp. 1551-1554.
- CREPANI, E., MEDEIROS, J.S., HERNANDEZ FILHO, P., FLORENZANO, T.G., DUARTE, V. & BARBOSA, C.C.F. (2001). Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento Aplicados ao Zoneamento Ecológico-Econômico e ao Ordenamento Territorial. Relatório, INPE-8454-RPQ/722, São José dos Campos, SP, 124p.
- CRÓSTA, A.P. (1999). Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto. IG/UNICAMP, Campinas, SP, 170p.
- CURRIE, R.E. (1997). The Use of Remote Sensing and Geographic Information Systems for Soil Erosion Hazard Mapping in Chiapas, México. Master of Sciences Thesis, Graduate Department of Geography, University of Toronto, Toronto, Canada, 85p.
- DARDENNE, M.A. (1978). Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Anais, Recife-PE, v.2, pp.597-610.
- DENARDIN, J.E. (1990). Erodibilidade do Solo Estimada por Meio de Parâmetros Físicos e Químicos. Tese de Doutorado, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, USP, SP, 81p.
- DESMET, P.J.J. & GOVERS, G. (1996). A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units. *Journal of Soil and Water Conservation*, 51 (5), pp. 427-433.

- DÍAZ, J.S. (2001). Deslizamientos y Estabilidad de Taludes em Zonas Tropicales. Editora UIS, Bucaramanga, Colômbia, 548p.
- DINIZ, N.C. (1998). Automação da Cartografia Geotécnica: Uma Ferramenta de Estudos e Projetos para a Avaliação Ambiental. Tese de Doutorado, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo – EPUSP, São Paulo, SP, 297 p.
- DNAEE (1995). Projeto de Consistência de Dados Pluviométricos da Bacia do Rio São Francisco – Sub-bacias 40 a 44. Relatório Parcial: Sub-bacia 40, Belo Horizonte, MG.
- DUREN, R., WONG, E., BRECKENRIDGE, B., SHAFFER, S., DUNCAN, C., TUBBS, E. & SALOMON, P. (1998). Metrology, attitude, and orbit determination for spaceborne interferometric synthetic aperture radar. XII SPIE AeroSense Conference on Acquisition, Tracking and Pointing, pp. 1-10.
- EITEN, G. (2001). Vegetação Natural do Distrito Federal. Editora UnB, Brasília, DF, Brasil, 162p.
- ELETROBRÁS – CENTRAIS ELÉTRICAS BRASILEIRAS S.A. (1991). Diagnóstico das condições sedimentológicas dos principais rios brasileiros. Relatório do IPH/UFRGS, Rio de Janeiro, RJ, 100p.
- EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. (1997). Manual de Métodos de Análise de Solo. 2ª Edição, Rio de Janeiro, CNPS/EMBRAPA, 212p.
- EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. (2006). Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 2ª Edição, Rio de Janeiro, RJ, 306p.
- ERSKINE, W.D., MAHMOUDZADEH, A. & MYERS, C. (2002). Land use effects on sediment yields and soil loss rates in small basins of Triassic sandstone near Sydney, NSW, Australia. *Catena*, 49, pp. 271-287.
- FONSECA, R. & BARRIGA, F.J.A.S. (2006). Estrutura e funcionamento do Reservatório de Três Marias, Minas Gerais, Brasil. X Encontro da Rede Luso-Brasileira de Estudos Ambientais, Recife, PE.
- FONSECA, R., BARRIGA, F.J.A.S. & THEODORO, S.H. (2009). Mineralogy and Geochemistry of Brazilian Reservoir Sediments: An Approach to the Green Revolution in Tropical Environments. Proceedings of the 2th International Conference on Rocks for Crops, Nairobi, Kenya.
- FOSTER, G.R., McCOOL, D.K., RENARD, K.G. & MOLDENHAUER, W.C. (1981). Conversion of the universal soil loss equation to SI metric units. *Journal of Soil and Water Conservation*, v. 36, pp. 355-359.
- FREITAS R.O. (1952). Textura de drenagem e sua aplicação geomorfológica. *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo, SP, 11, pp. 53-57.
- GALVÃO, W.S. & MENESES, P.R. (2005). Avaliação dos sistemas de classificação e codificação das bacias hidrográficas brasileiras para fins de planejamento de redes hidrométricas. XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, INPE, Goiânia, Brasil, pp. 2511-2518.
- HAAN, C.T., BARFIELD, B.J. & HAYES, J.C. (2002). Design Hydrology and Sedimentology for Small Catchments. Academic Press, New York, USA.

- HASUI, Y. (1969). Cretáceo do oeste mineiro. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, v.18, nº 1, pp.39-55.
- HASUI, Y & CORDANI, U.G. (1968). Idades potássio/argônio de rochas eruptivas mesozóicas do oeste mineiro e sul de Goiás. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 22, Anais, Belo Horizonte, SBG-MG, pp.139-143.
- HENKLAIN, J.C. & FREIRE, O. (1983). Avaliação do método nomográfico para determinação da erodibilidade de latossolos do Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 7, n. 2, pp. 191-195.
- HOTT, M.C., FURTADO, A.L.S. & RIBEIRO, C.A.A.S. (2007). Determinação automática de parâmetros morfométricos de bacias hidrográficas no município de Campinas – SP. XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, INPE, pp. 3381-3388.
- IANNIRUBERTO, M., NASCIMENTO, C.T.C., NASCIMENTO, B.M. & THEODORO, S.M.C.H. (2008). O uso do sonar de varredura lateral para caracterizar a morfologia do fundo do reservatório de Tucuruí – PA. (No Prelo).
- INPE - INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. (2002). Tutorial SPRING 3.6, São José dos Campos, SP.
- IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. (1990). Orientações para o Combate à Erosão no Estado de São Paulo, Bacia do Pardo Grande. São Paulo, 3v, (IPT. Relatório, 28:184).
- JIAJU, L. (1988). Development of principal component analysis applied to multitemporal Landsat TM. *International Journal of Remote Sensing*, v. 9, n. 12, pp. 1895-1907.
- JUNQUEIRA, R.A.C. & ROSA, K.A.C. (2002). Gerenciamento Integrado das Atividades Desenvolvidas em Terra na Bacia do São Francisco. Subprojeto 2.1 – Mapeamento Temático de Uso da Terra no Alto São Francisco. Codevasf/ANA/GEF/PNUMA/OEA, 71p.
- KINNELL, P.I.A. (2001). The USLE-M and modeling erosion within catchments. 10th International Soil Conservation Organization Meeting, SLOTT, D.E., MOHTAR, R.H. & STEINARDT, G.C. (Eds.), Purdue University and the USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, USA.
- KIRKBY, M.J. (1976). Hydrological slope models: the influence of climate. In: *Geomorphology and Climate*, DERBYSHIRE, E. (Ed.), Wiley, London, pp. 247–267.
- KRUEGER, C.P., VEIGA, L.A.K. & FAGGION, P.L. (2003). Levantamento batimétricos no rio Uruguai. XXI Congresso Brasileiro de Cartografia, Belo Horizonte, MG.
- LADEIRA, E.A., BRAUN, O.P.G., CARDOSO, R.N. & HASUI, Y. (1971). O cretáceo em Minas Gerais. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 25, São Paulo, SP. Mesa Redonda. SBG. pp. 15-31.
- LAL, R. & ELLIOT, W. (1994). Erodibility and erosivity. In: *Soil Erosion: Research Methods*, LAL, R. (Ed), Ankeny: Soil and Water Conservation Society, pp.180–208.
- LANA, C.E., ALVES, J.M.P., CASTRO, P.T.A. (2001). Análise morfométrica da bacia do Rio do Tanque, MG - Brasil. *Rev. Esc. Minas*, Ouro Preto, v. 54, n. 2, pp. 121-126.

- LEONARDOS, O.H., FYFE, W.S. & KRONBERG, B. (1976). Rochagem: método de aumento de fertilidades em solos lixiviados e arenosos. Anais do XIX Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Belo Horizonte, MG, pp. 137-145.
- LEPSCH, I.F., BELLINAZZI, J., BERTOLINI, D. & ESPÍNDOLA, C.R. (1983). Manual para levantamento utilitário do meio físico e classificação de terras no sistema de capacidade de uso. 4ª Aproximação, Sociedade Brasileira de Ciências do Solo, Campinas, SP.
- LIMA, J.M., CURI, N., RESENDE, M. & SANTANA, D.P. (1990). Dispersão do material de solo em água para avaliação indireta da erodibilidade de latossolos. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v. 14, n. 1, pp. 85-90.
- LIMA, P.M. de P. (1991). Índices de erodibilidade diretos e indiretos para dois latossolos do município de Lavras-MG. Ciência e Prática, v.15, n.2, pp. 186-193.
- LINSLEY, R.K., KOHLER, M.A. & PAULHUS, J.L.H. (1982). Hydrology for engineers, McGraw-Hill, New York, 508p.
- LOMBARDI NETO, F. & MOLDENHAUER, W.C. (1992). Erosividade da chuva: sua distribuição e relação com perdas de solos em Campinas, SP. Bragantia, Campinas, SP, v.51, n.2, pp. 189-196.
- LORENA, R.B., SANTOS, J.R., SHIMABUKURO, Y.E., BROWN, I. F. & KUX, H.J.H. (2002). A change vector analysis technique to monitor of landuse/land cover in SW Brazilian Amazon, Acre State. In: PECORA 15 - Integrating Remote Sensing at the Global, Regional and Local Scale. Proceedings. [CDROM], Denver, USA, pp. 8-15.
- MACLEOD, D.R & CONGALTON, R.G.A. (1998). Quantitative comparison of change detection algorithms for monitoring eelgrass from remotely sensed data. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, v. 64, n. 3, pp. 207-216.
- MALDONADO, F.D. (2004). Desenvolvimento e Avaliação de uma Metodologia de Detecção de Mudanças na Cobertura Vegetal do Semi-Árido. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, SP, 311p.
- MANNIGEL, A.R., CARVALHO, M.P., MORETI, D. & MEDEIROS, L.R. (2002). Fator erodibilidade e tolerância de perda dos solos do Estado de São Paulo. Acta Scientiarum, Vol. 24, n. 5, Maringá, PR, pp. 1335-1340.
- MARQUES, J.J.G.S.M., ALVARENGA, R.C. & CURI, N. (1998). Erosividade das chuvas da região de Sete Lagoas, MG. Pesquisa Agropecuária Brasileira, v.33, pp.761-768.
- MARTINS FILHO, E.C. & SILVA, J.R.C. (1985). Comparação de métodos de avaliação da erodibilidade em Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v.9, pp. 175-177.
- MÁS, J.F (1998). Monitoring land-cover changes: a comparison of change detection techniques. International Journal of Remote Sensing. v. 20, n. 1, pp. 139-152.
- MEYER, L.D. & WISCHMEIER, W.H. (1969). Mathematical simulation of the process of soil erosion by water: Trans. Am. Soc. Agric. Eng., 12, pp. 754-758.

- MELLO, C.R., SÁ, M.A.C., CURI, N., MELLO, J.M., VIOLA, M.R. & SILVA, A.M. (2007). Erosividade mensal e anual da chuva no Estado de Minas Gerais. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, n.4, pp. 537-545.
- MISHRA, S.K., TYAGI, J.V., SINGH, V.P. & SINGH, R. (2006). SCS-CN-based modeling of sediment yield. *Journal of Hydrology*, 324, pp. 301-322.
- MITCHELL, J.K. & BUBENZER, G.D. (1980). Soil Loss Estimation. In: KIRKBY, M.J. & MORGAN, R.P.C. (Org.). *Soil Erosion*. John Wiley & Sons, pp.17-62.
- MOORE, I.D. & BRUCH, G.J. (1986). Physical basis of the length – slope factor in the Universal Soil Loss Equation. *Soil Science Society of America Journal*, 50(5), pp. 1294–1298.
- MORAIS, L.F.B., SILVA, V., NASCHENVENG, T.M.C., HARDOIN, P.C., ALMEIDA, J.E.L., WEBER, O.L.S., BOEL, E. & DURIGON, V. (1991). Índice EI30 de chuva e sua relação com o coeficiente de chuva do sudoeste de Mato Grosso. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Vol. 15, pp. 339– 344.
- MOREIRA, M.A. (2003). *Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação*. INPE, São José dos Campos, SP, 307 p.
- MORETI, D., MANNIGEL, A.R. & CARVALHO, M.P. (2003). Fator erosividade da chuva para o município de Pedrinhas Paulista, Estado de São Paulo. *Acta Scientiarum: Agronomy*, v. 25, n. 1, pp. 137-145.
- MORGAN, R.P.C., MORGAN, D.D.V. & FINNEY, H.J. (1984). A predictive model for the assessment of soil erosion risk: *Journal of Agric, Eng. Res.*, 30, pp. 245-253.
- MORGAN, R.P.C., QUINTON, J.N., SMITH, R.E., GOVERS, G., POESEN, J.W.A., AUERSWALD, K., CHISCI, G., TORRI, D. & STYCZEN, M.E. (1998). The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Proceedings Landforms*, v.23, pp. 527-544.
- MORGAN, R.P.C. (2001). A simple approach to soil loss prediction: a revised Morgan–Morgan–Finney model. *Catena*, 44, pp. 305–322.
- MORGAN, R.P.C. & QUINTON, J.N. (2001). Erosion modeling. In: *Landscape Erosion and Evolution Modeling*, Harmon & Doe III (Eds), Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, USA, pp. 117-143.
- NEARING, M.A., DEER-ASCOUGH, L. & CHAVES, H.M.L. (1989). WEPP model sensitivity analysis. In: *USDA Water Erosion Prediction Project: Hillslope Profile Model Documentation*, Lane, L.J. & Nearing, M.A. (Eds.), NSERL Report 2, pp. 14.1-14.33.
- NETO, J.P.S. (2005). *Avaliação Geoambiental da Bacia do Rio das Ondas no Oeste da Bahia*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geotecnia, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 231p.
- NOUIRA, A., SYOUTY, E.H. & BENMANSOUR, M. (2003). Use of ¹³⁷Cs technique for soil erosion study in the agricultural region of Casablanca in Morocco. *Journal of Environmental Radioactivity*, v. 68, pp. 11–16.
- NOVO, E.M.L.M. (1989). *Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações*. 2ª. Edição, Ed. Blücher, São Paulo, SP, 308p.

- OLIVEIRA, A.M.S., PONÇANO, W., SALOMÃO, F.X.T., DONZELI, P.L., ROCHA, G.A. & VALÉRIO FILHO, M. (1987). Questões metodológicas em diagnósticos regionais de erosão: a experiência da Bacia do Peixe-Parapanema (SP). 4º Congresso Brasileiro de Defesa do Meio Ambiente, Marília, SP, Anais, pp. 51-71.
- OLIVEIRA Jr, R.C. & Medina, B.F. (1990). A erosividade das chuvas em Manaus (AM). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Vol. 14, pp. 235-239.
- OLIVEIRA, C. (1993). *Dicionário Cartográfico*. Rio de Janeiro, IBGE, 645p.
- OWENS, P.N. & WALLING, D.E. (1996). Spatial variability of cesium-137 inventories at reference sites: an example from two contrasting sites in England and Zimbabwe. *Applied Radiation and Isotopes*, v.47, n.7, pp. 699-707.
- PANOSO, L.A., SANTANA, D.P., BARUQUI, A.M., BARUQUI, F.M., ALMEIDA, J.R., FERREIRA, M.B. & SOUZA, C.C. (1978). Levantamento de Reconhecimento Detalhado dos Solos da Área sob a Influência do Reservatório de Três Marias – MG, EPAMIG, (Bol. Técnico SNLCS, 57), Belo Horizonte, MG, 236p.
- PONÇANO, W.L., GIMENES, A.F., LEITE, A.A.G., CARLSTRON FILHO, C., PRADINI, F.L. & MELO, M.S. (1981). Metodologia para estudo de assoreamento de reservatório (III). Roteiro para estudos de reservatórios no sul e sudoeste brasileiros. 3º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, ABGE, Itapema, SC, Anais, v.2, pp. 331-353.
- QUIRINO, V.F., SANTOS, J.R., MALDONADO, F.D. & CARVALHO, V.C. (2005). Técnica de rotação radiométrica de imagens Landsat/TM como ferramenta de detecção de mudanças da paisagem na Amazônia. IV Colóquio Brasileiro de Ciências Geodésicas - CBCG, Curitiba, PR.
- RAMOS, C.L. (1999). Critérios indicativos para a caracterização da potencialidade do assoreamento em reservatórios urbanos. XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, ABRH, Belo Horizonte, MG, CDrom, pp. 1-15.
- RIDENTE JR., J.L., CERRI, L.E.S., CANIL, K., IWASA, O.Y. & AUGUSTO FILHO, O. (1998). Risco potencial de erosão da área urbana e periurbana de São José do Rio Preto - SP, visando à prevenção. VI Simpósio Nacional de Controle de Erosão, ABGE, Presidente Prudente, SP, Resumo, pp. 125.
- RITCHIE, J.C., SPRABERRY, J.A. & MCHENRY, J.R. (1974). Estimating soil erosion from the redistribution of fallout of 137Cs. *Soil Science of America Proceedings*, v.38, pp. 137-139.
- RITCHIE, J.C. & MCHENRY, J.R. (1975). Fallout 137Cs: a tool in conservation research. *Journal of Soil and Water Conservation*, v.30, pp. 215-233.
- RITCHIE, J.C. & MCHENRY, J.R. (1990). Application of Radioactive Fallout Cesium-137 for Measuring Soil Erosion and Sediment Accumulation Rates and Patterns: a Review. *J Environ. Qual.*, 19, pp. 215-233.
- ROLOFF, G. & DENARDIN, J.E. (1994). Estimativa simplificada da erodibilidade do solo. X Reunião Brasileira de Manejo e Conservação do Solo e da Água. SBCS, Florianópolis, SC, Resumo, pp. 150-151.
- RUFINO, R.L., BISCAIA, R.C.M. & HERTEN, G.H. (1993). Determinação do potencial erosivo da chuva do estado do Paraná. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Vol. 17, pp. 439-444.

- SAÇ, M.M., UGUR, A., YENER, G. & ÖZDEN, B. (2007). Estimates of soil erosion using cesium-137 tracer models. *Environ. Monit. Assess.*, DOI 10.1007/s10661-007-9700-8.
- SALOMÃO, F.X.T.S. (2007). Controle e prevenção dos processos erosivos. In: *Erosão e Conservação dos solos: Conceitos, Temas e Aplicações*, GUERRA, T.A.J., SILVA, A.S. & BOTELHO, R.G. (Organizadores), Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, RJ, pp. 229-265.
- SANTOS, J.R., MALDONADO, F.D. & GRAÇA, P.M.L.A. (2005). Integração de imagens Landsat/ETM+ e CBERS-2/CCD para detecção de mudanças em área da Amazônia sob domínio da floresta de transição. *Revista Brasileira de Cartografia* No 57/01, ISSN 1808-0936, pp. 15-21.
- SAUNITI, R.M., FERNANDES, L.A. & BITTENCOURT, A.V.L. (2004). Estudo do assoreamento do reservatório da barragem do rio Passaúna - Curitiba-PR. *Boletim Paranaense de Geociências*, n. 54, Editora UFPR, pp. 65-82.
- SCHUMM, S.A. (1956). Evolution of Drainage Systems and Slopes in Bedlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67:597-646, 1956.
- SCHWAB, G.O., FREVERT, R.K., EDMINSTER, T.W. & BARNES, K.K. (1981). *Soil and Water Conservation Engineering*. John Wiley & Sons, Inc, 523 p.
- SEER, H.J., MORAES, L.C. & FOGAÇA, A.C.C. (1989). Roteiro Geológico para a região de Lagoa Formosa - Chumbo - Carmo do Paranaíba-MG. Belo Horizonte. SBG-MG, Bol. 9, 58p.
- SHRESTHA, D.P. (1997). Assessment of soil erosion in the Nepalese Himalaya: a case study in Likhu Khola Valley, Middle Mountain Region. *Land Husbandry* 2 (1), pp. 59–80.
- SILVA, I.F., ANDRADE, A.P. & CAMPOS FILHO, O.R. (1986). Erodibilidade de seis solos do semi-árido paraibano obtido com chuva simulada e método nomográfico. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 10, pp. 283-287.
- SILVA, M.L.N., CURI, N., OLIVEIRA, M.S., FERREIRA, M.M. & LOMBARDI NETO, F. (1994). Comparação entre métodos direto e indireto para determinação da erodibilidade em latossolos sob cerrado. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v.29, n.11, pp. 1751-1761.
- SILVA, M.L.N., CURI, N., FERREIRA, M.M., LIMA, J.M. & FERREIRA, D.F. (1999). Proposição de modelos para estimativas da erodibilidade de latossolos brasileiros. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, vol.34, n.12, pp. 2287-2298.
- SILVA, P.A. (1999). *Classificação e Codificação das Bacias Hidrográficas Brasileiras Segundo o Método Pfafstetter, com Uso de Geoprocessamento*. Projeto SRH/IICA, SRH, MMA, Brasil.
- SILVA, A.B. (2003). *Sistemas de Informações Georreferenciadas: Conceitos e Fundamentos*. Editora da Unicamp, Campinas, SP, 236 p.
- SILVA, P.G., SANTOS, J.R., SHIMABUKURO, Y.E., GRAÇA, P.M.A. & SOUZA, P.E.U. (2003). Change vector analysis technique to monitor selective logging activities in Amazon tropical rainforest. In: *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium: Learning from Earth's Shapes & Colors - IGARSS. Proceedings [CDROM]*, Toulouse, France, pp.21-25.

- SILVA, J.R.C. & DIAS, A.S. (2003). A erosividade das chuvas em Fortaleza (CE). II - Correlação com o coeficiente de chuva e atualização do fator R no período de 1962 a 2000. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, Vol. 27, pp. 347-354.
- SILVA, S.A. (2007). Avaliação do Assoreamento do Lago Bonsucesso, Jataí – GO. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR, 96p.
- SILVEIRA, A.L.L. (2001). Ciclo Hidrológico e Bacia Hidrográfica. In: TUCCI, C.E.M. (Org.). *Hidrologia: Ciência e Aplicação*. ABRH, Ed.Universidade/UFRGS, Porto Alegre, RG, 943p.
- SKORUPA, L.A., SAITO, M.L. & NEVES, M.C. (2003). Indicadores de Cobertura Vegetal. In: MARQUES, J.F., SKORUPA, L.A. & FERRAZ, J.M.G. (Org.). *Indicadores de Sustentabilidade em Agroecossistemas*. 1 ed, Jaguariúna, Embrapa Meio Ambiente, pp. 155-189.
- SMITH, T.R., MENON, S., STAR, J. & ESTES, J.E. (1987). Requirements and principles for the implementation and construction of large scale geographical information systems. *International Journal of Geographical Information Systems*, 1 (1), pp.13-31.
- STEIN, D.P., DONZELLI, P.L., GIMENEZ, A.F., PONÇANO, W.L. & LOMBARDI NETO, F. (1987). Potencial de erosão laminar, natural e antrópica, na Bacia do Peixe-Parapanema. 4º Simpósio Nacional de Controle de Erosão. *Anais*, Marília, SP, Vol.1, pp. 105-135.
- STORM, B., JORGENSEN, G.H. & STYEZEN, M. (1987). Simulation of water flow and soil erosion processes with a distributed physics-based modelling system. *International Assoc. Sci. Hydrol. Pub.*, 167, pp. 595-608.
- STRAUSS, P., WOLKERSTORFER, G., BUZAS, K., KOVÁCS, A. & CLEMENT, A. (2000). Deliverable 2.1 – Evaluated Model on Estimating Nutrient Flows Due to Erosion/Runoff in the Case Study Areas Selected. Relatório DaNUbs, EVK1-CT-2000-00051.
- TEIXEIRA, W., FAIRCHILD, T.R., TOLEDO, M.C.M. & TAIOLI, F. (2000). *Decifrando a Terra*. Companhia Editora Nacional – IBEP, 2a edição, São Paulo, SP, 623 p.
- TEIXEIRA, F.J., LOUREIRO, D.D.T., ALBERTIN, L.L., MAIA, J.L. & MAUAD, F.F. (2007). Previsão de Vida Útil do Reservatório de Barra Bonita Utilizando Digitalização de Mapas e Comparação Batimétrica. *Pesquisa e Tecnologia Minerva*, 4(1), pp. 1-10.
- THEODORO, S.H. (2000). *A Fertilização da Terra pela Terra: Uma Alternativa de Sustentabilidade para o Pequeno Produtor Rural*. Tese de Doutorado. Centro de Desenvolvimento Sustentável. Universidade de Brasília, Brasília, DF, 231 p.
- THEODORO, S.H., LEONARDOS, O.H., FONSECA, R., BARRIGA, F.J.A.S. & OLIVEIRA, D. (2009a). Nutrient assessment of dam sediments in the Amazon for use in local subsistence agriculture: The case of Tucuruí. *Proceedings of the 2th International Conference on Rocks for Crops*, Nairobi, Kenya.
- THEODORO, S.H., FONSECA, R., ROCHA, E.J.L., REGO, K.G., BARRIGA, F., MORAIS, M.M., IANIRUBERTO, M., MACÊDO, I.L., LEONARDOS, O.H. & OLIVEIRA, D. (2009b). Estudos e estratégias para a utilização de sedimentos acumulados nos

- reservatórios de hidrelétricas de forma a resolver conflitos socioambientais (aceito para apresentação no Seminário CITENEL).
- TOMÁS, P. (1992). Estudo da Erosão Hídrica em Solos Agrícolas - Aplicação à região Sul de Portugal. Dissertação de Mestrado em Hidráulica e Recursos Hídricos, Instituto Superior Técnico (IST), Lisboa, Portugal.
- TRICART, J. (1977). Ecodinâmica. FIBGE-SUPREN, Rio de Janeiro, RJ, 91p.
- TUCCI, C.E.M. (2001). Escoamento superficial. In: Hidrologia: Ciência e Aplicação, TUCCI, C.E.M (Organizador), ABRH, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, pp. 391-441.
- TURNAGE, K.M., LEE, S.Y., FOSS, J.E., KIM, K.H. & LARSEN, I.L. (1997). Comparison of soil erosion and deposition rates using radiocesium, RUSLE, and buried soils in dolines in East Tennessee. *Environmental Geology*, v. 29, pp. 1-10.
- TURNER, B.L. & MEYER, W.B. (1994). Global land-use and land-cover change: an overview. In: *Changes in Land Use and Land Cover: a Global Perspective*, MEYER, W. & TURNER, B. L. (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, England, pp. 3-10.
- VIEIRA, T.C.G. (1991). Fotointerpretação de atributos de drenagem e relevo na diferenciação de solos do município de Lavras-MG. Dissertação de Mestrado. ESAL. Lavras. 76 p.
- VIGIAK, O., STERK, G., ROMANOWICZ, R.J. & BEVEN, K.J. (2006). A semi-empirical model to assess uncertainty of spatial patterns of erosion. *Catena* No. 66, pp. 198-210.
- VILLELA, S. M. & MATTOS, A. (1975). *Hidrologia Aplicada*. McGraw-Hill, São Paulo, SP, 245p.
- WALLING, D.E. & QUINE, T.A. (1990). Calibration of cesium-137 measurements to provide quantitative erosion rate data. *Land Degradation and Rehabilitation*, vol. 2, pp. 161-175.
- WALLING, D.E. & QUINE, T.A. (1993). Use of cesium-137 as a tracer of erosion and sedimentation. I *Handbook for Application of the Cesium-137 Technique*. University of Exeter, 196p. (UK Overseas Development Administration Research Scheme R4579).
- WALLING, D. E. & He, Q. (1999). Improved models for estimating soil erosion rates from cesium-137 measurements. *Journal of Environmental Quality*, v.28, pp. 611-622.
- WILLIAMS, J.R. (1982). Testing the modified Universal Soil Loss Equation. *Proceedings of the Workshop on Estimating Erosion and Sediment Yield on Rangelands*. Tuscon, Arizona, pp. 157-165.
- WILSON Jr., G. (1998). Variações morfológicas na bacia hidrográfica do rio Iguazu - RJ, devido às ações antrópicas. VI Simpósio Nacional de Controle de Erosão, ABGE, Presidente Prudente, SP, Resumo, pp. 95.
- WISCHMEIER, W.H., JOHNSON, C.B. & CROSS, B.W. (1971). A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. *Journal of Soil and Water Conservation*, v.26, n.5, pp. 189-193.
- WISCHMEIER, W.H. & SMITH, D.D. (1978). Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning. *USDA Handbook*, Washington, n. 537, 57p.

ANEXO A

**RESUMO DOS RESULTADOS DOS ENSAIOS DE ANÁLISE
GRANULOMÉTRICA NAS AMOSTRAS COLETADAS NA BACIA DO RIO
INDAIÁ**

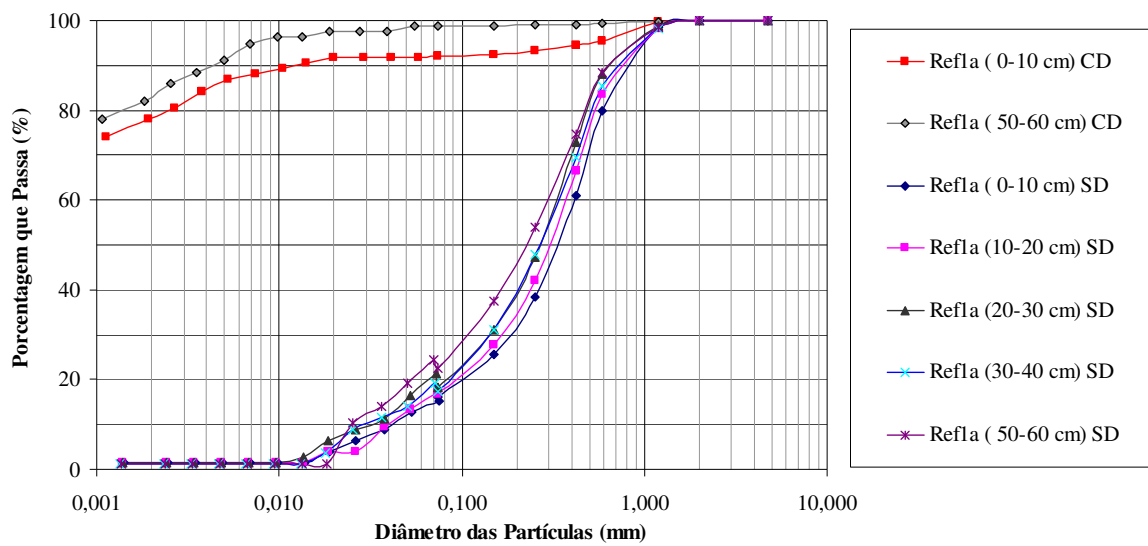


Figura A.1 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto Ref.1a

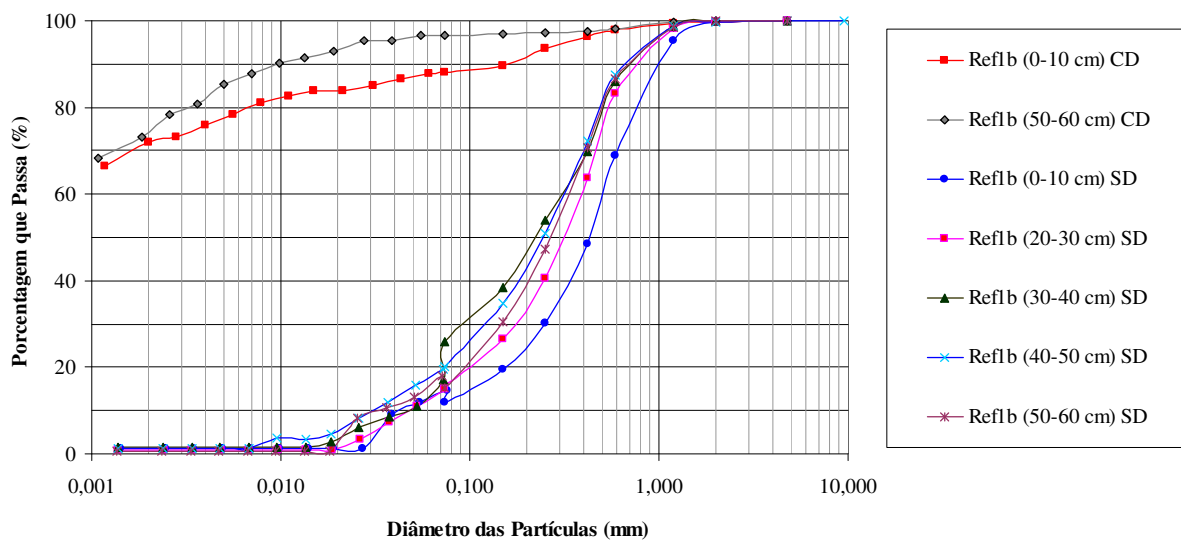


Figura A.2 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto Ref.1b

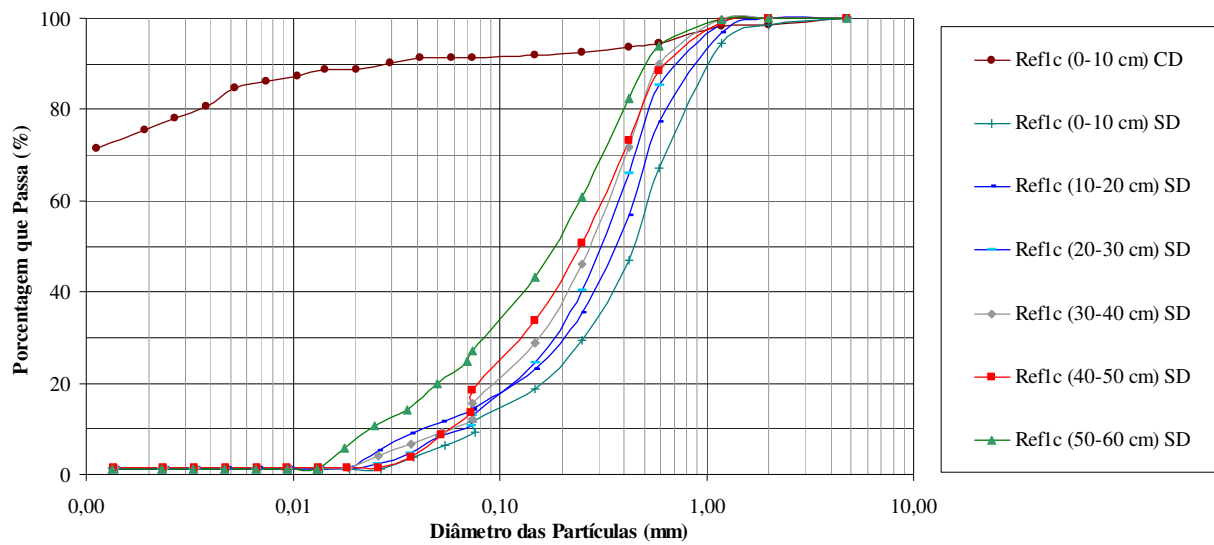


Figura A.3 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto Ref.1c

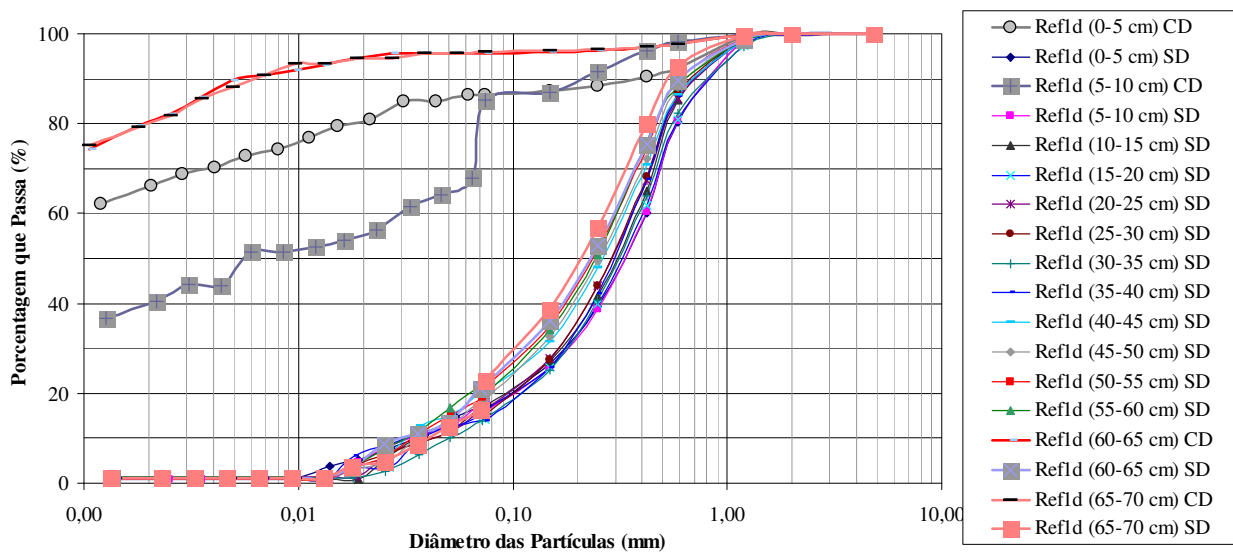


Figura A.4 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto Ref.1d

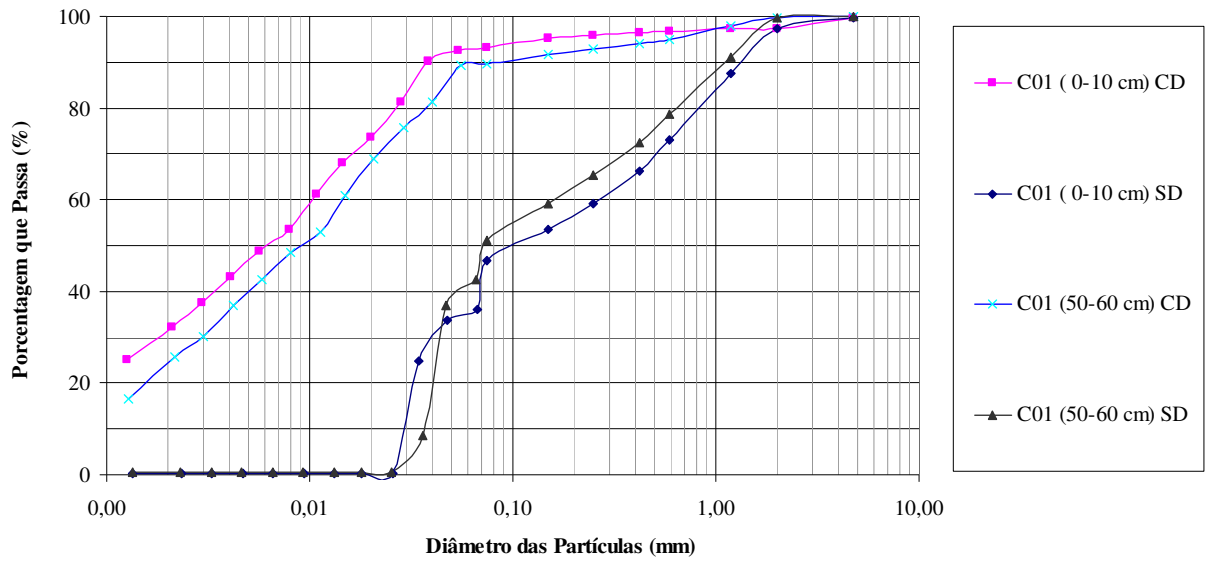


Figura A.5 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C01

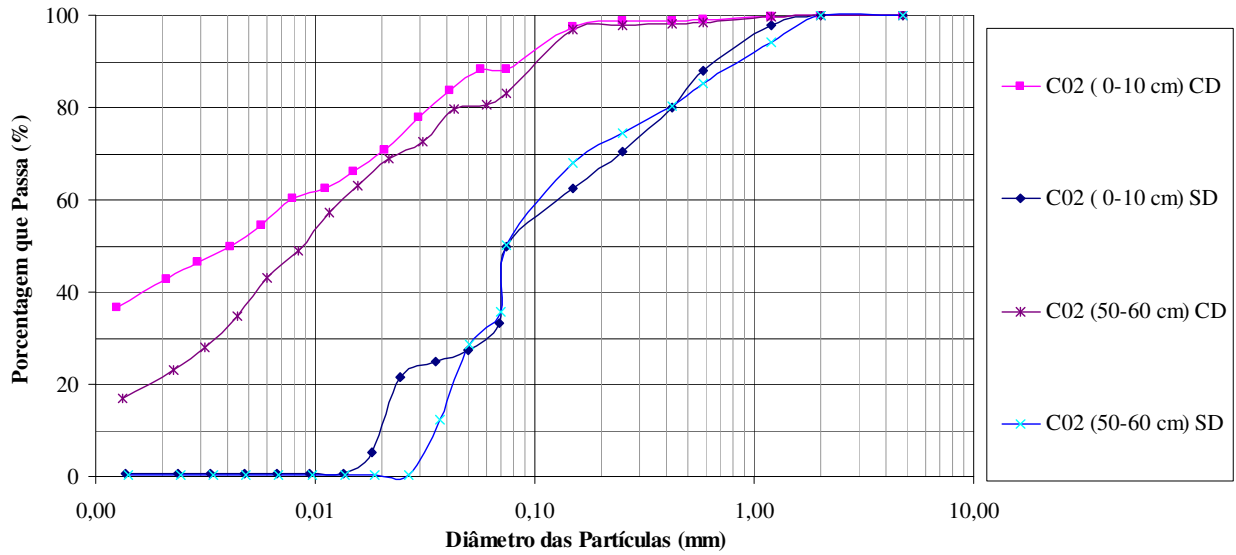


Figura A.6 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C02

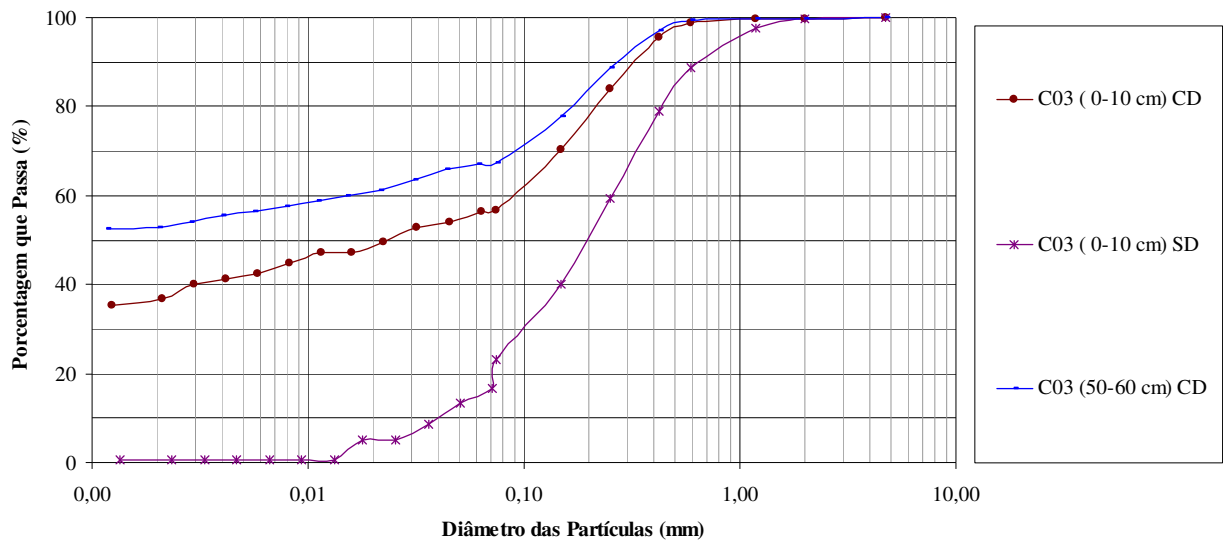


Figura A.7 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C03

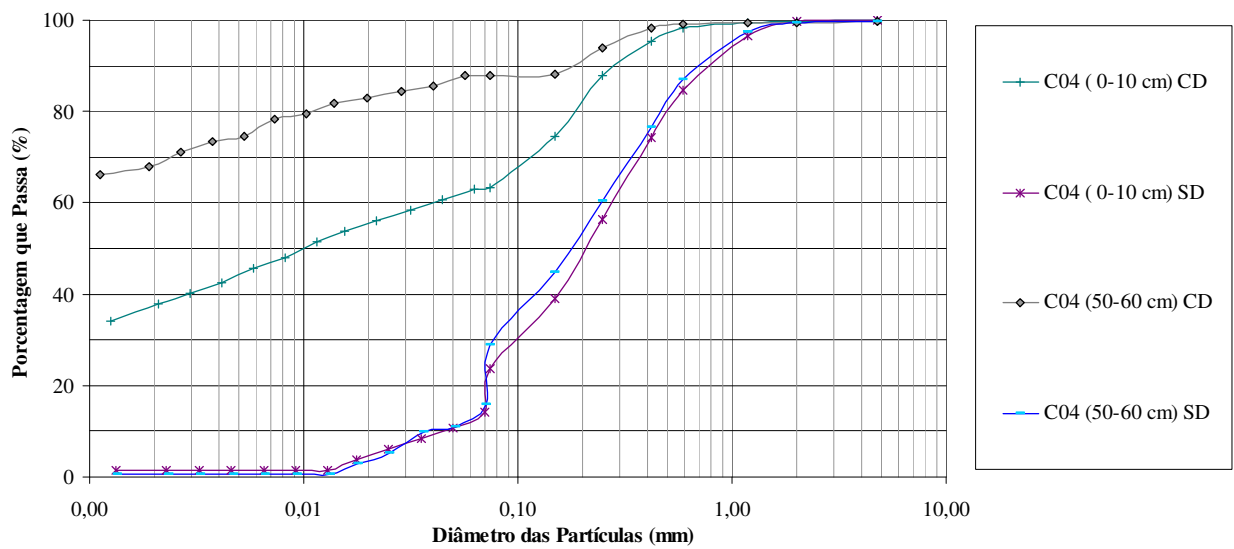


Figura A.8 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C04

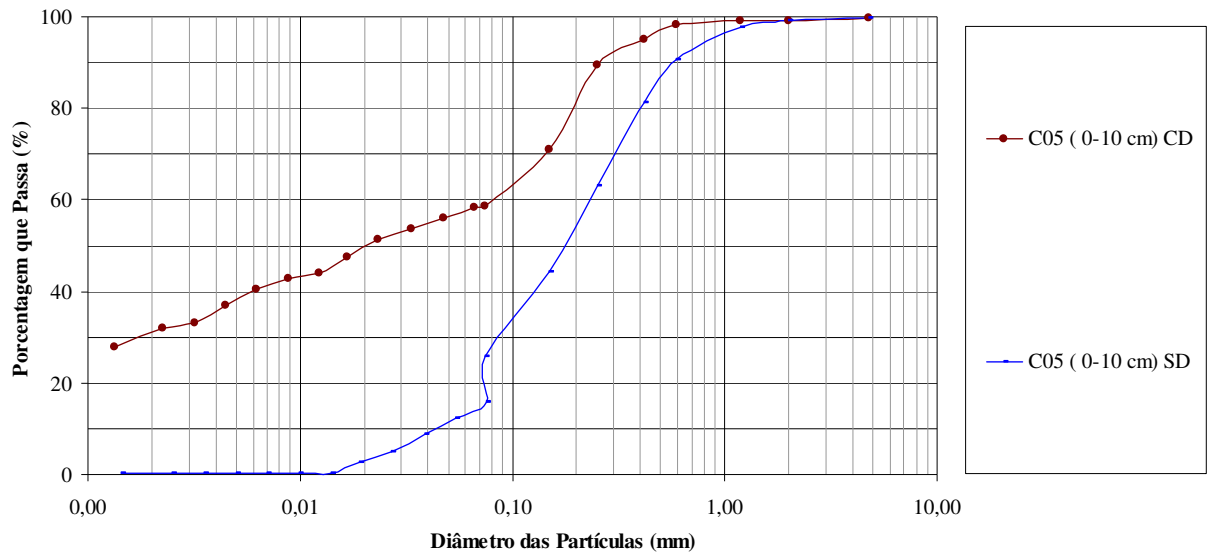


Figura A.9 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C05

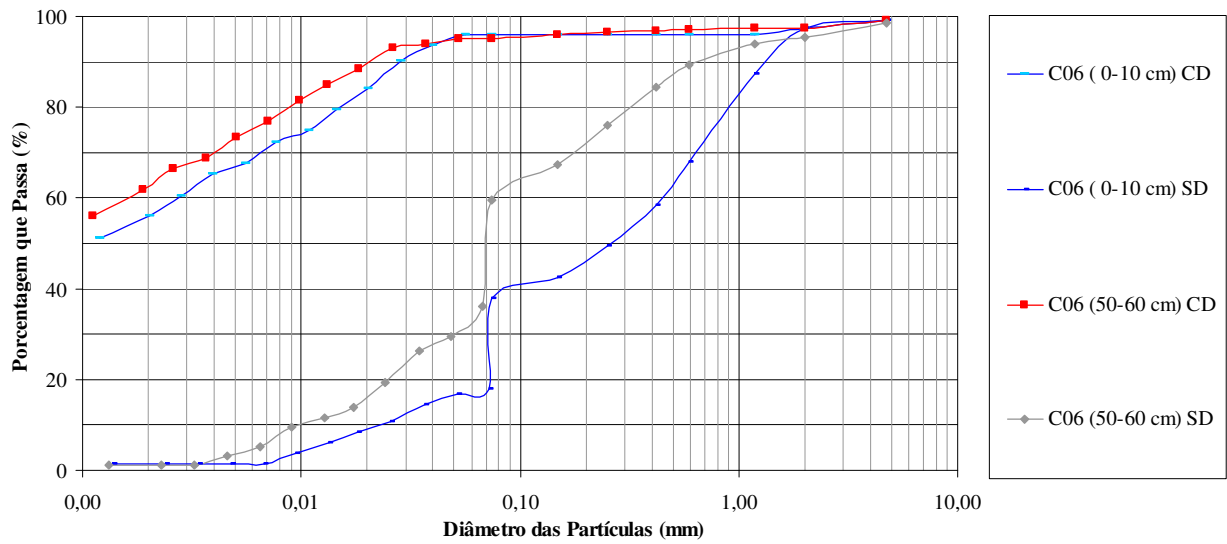


Figura A.10 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C06

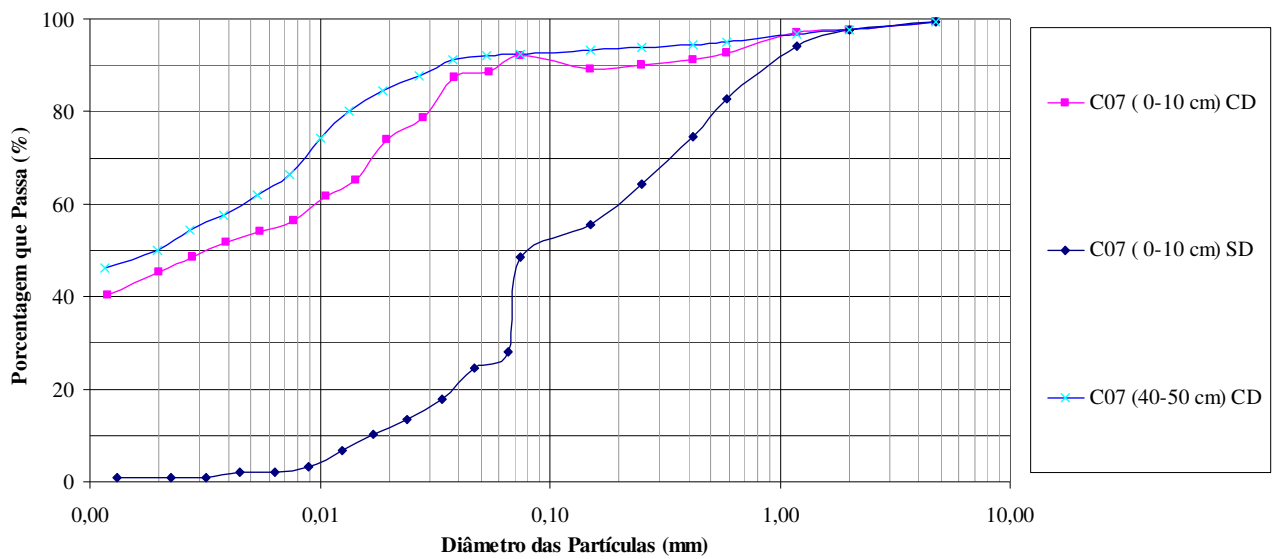


Figura A.11 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C07

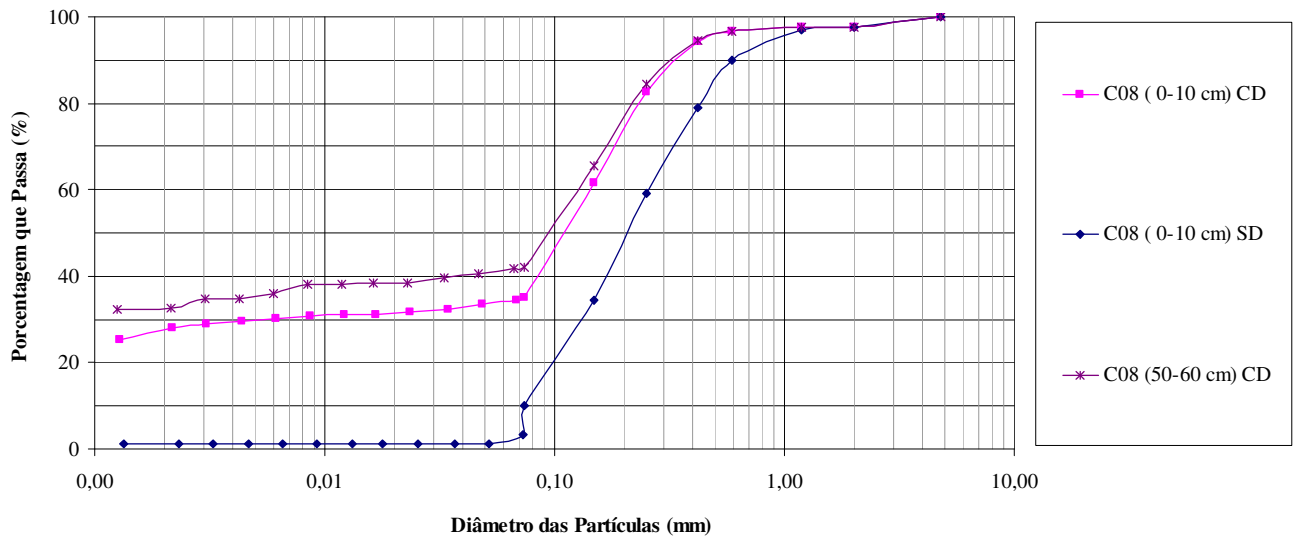


Figura A.12 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C08

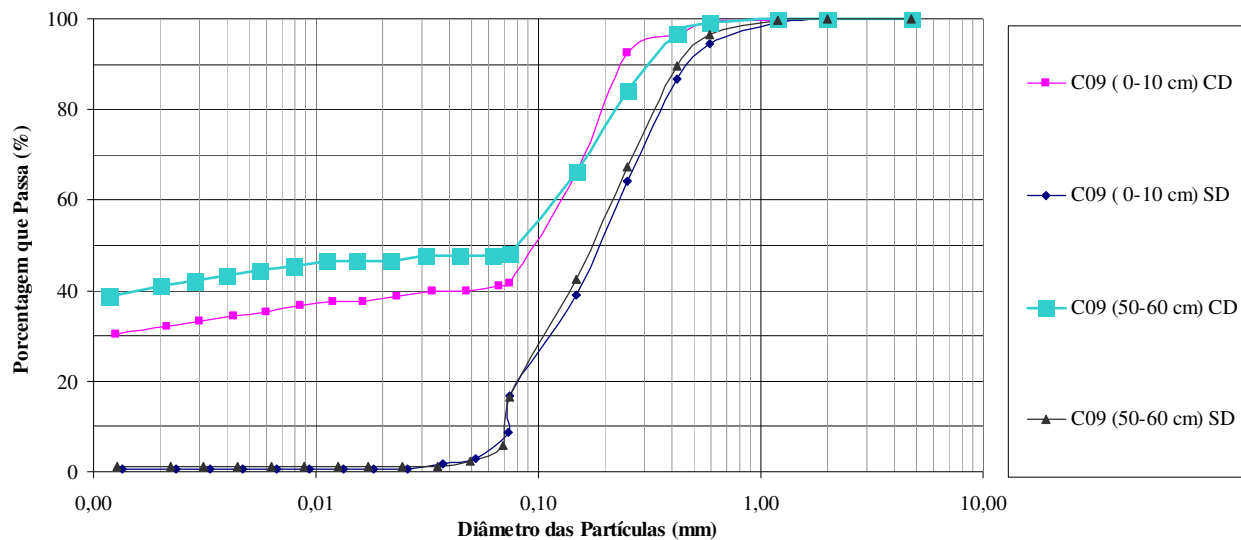


Figura A.13 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C09

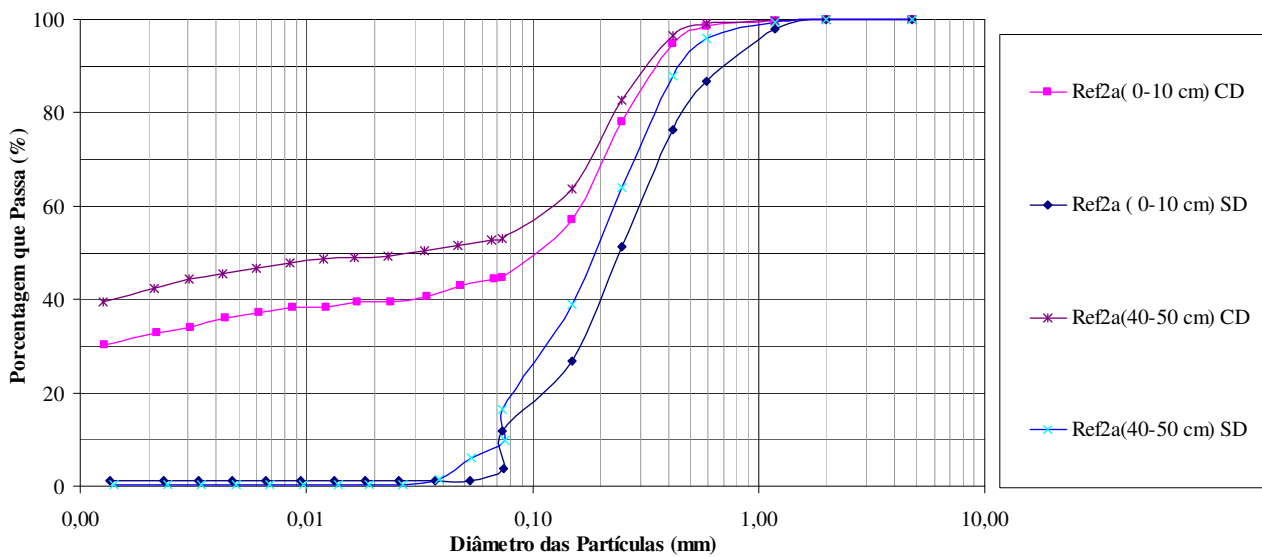


Figura A.14 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto Ref.2a

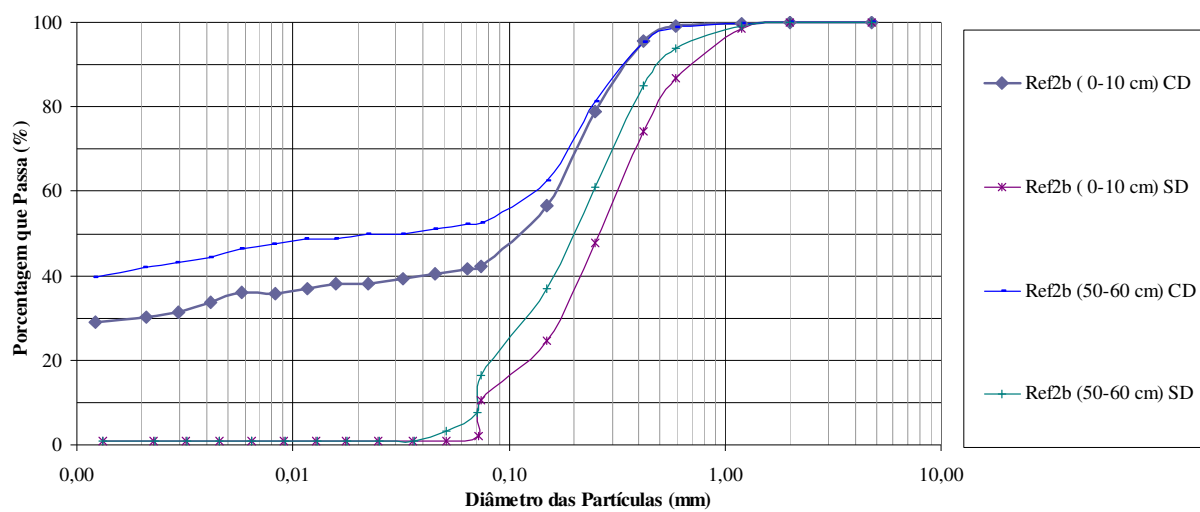


Figura A.15 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto Ref.2b

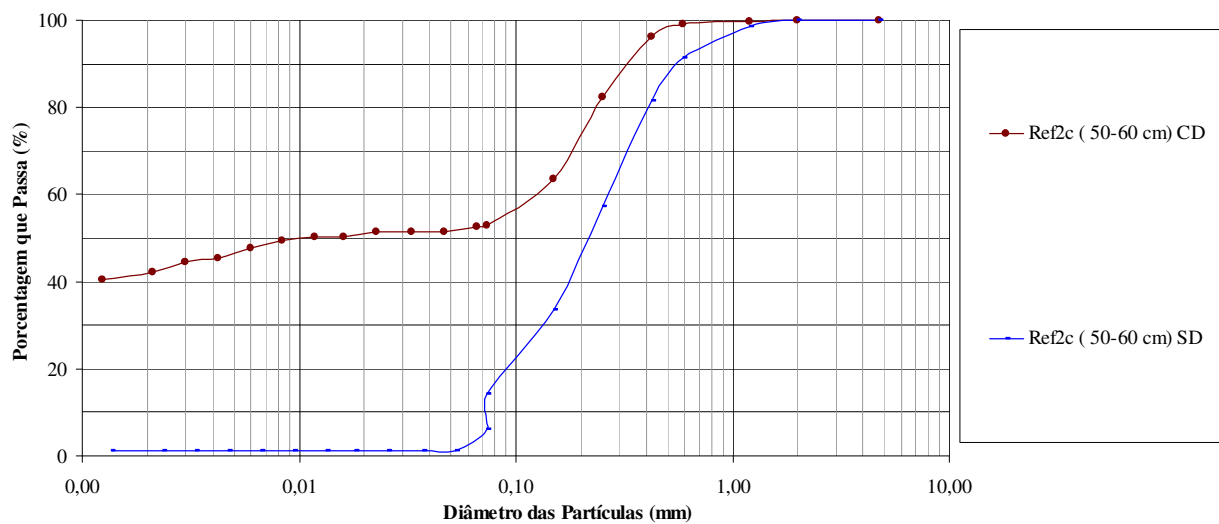


Figura A.16 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto Ref.2c

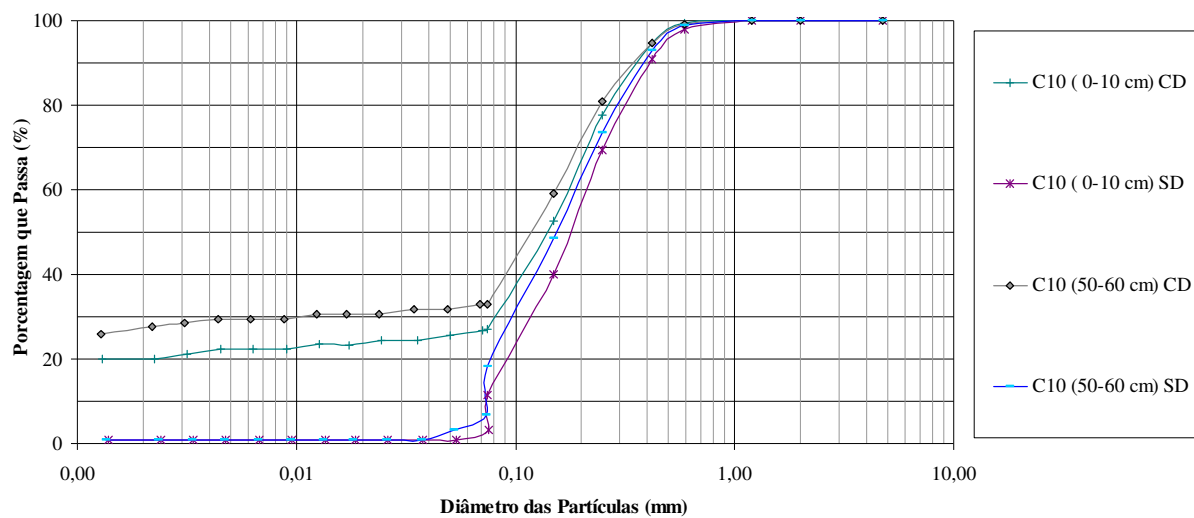


Figura A.17 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C10

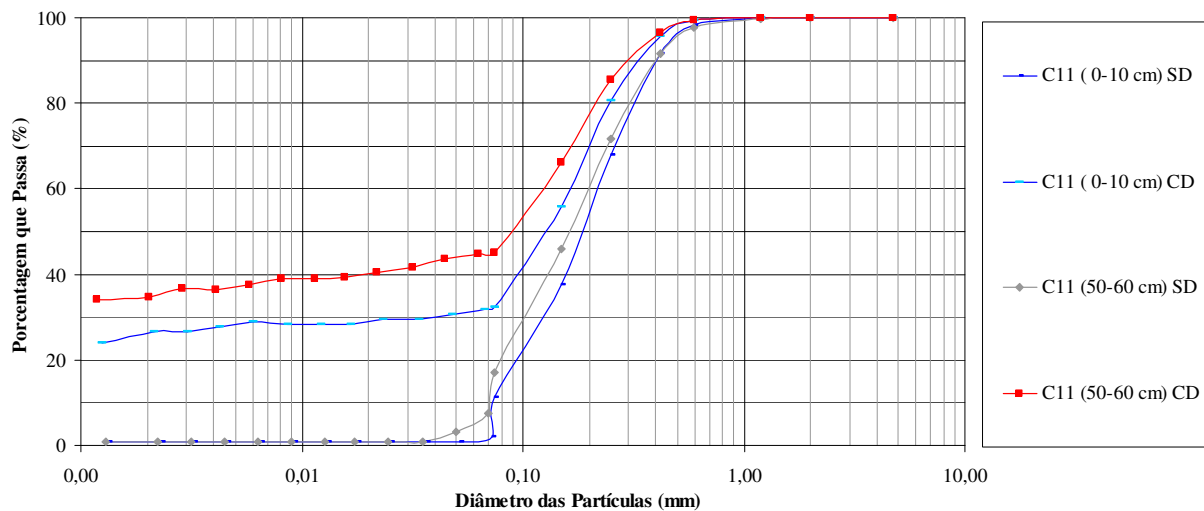


Figura A.18 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C11

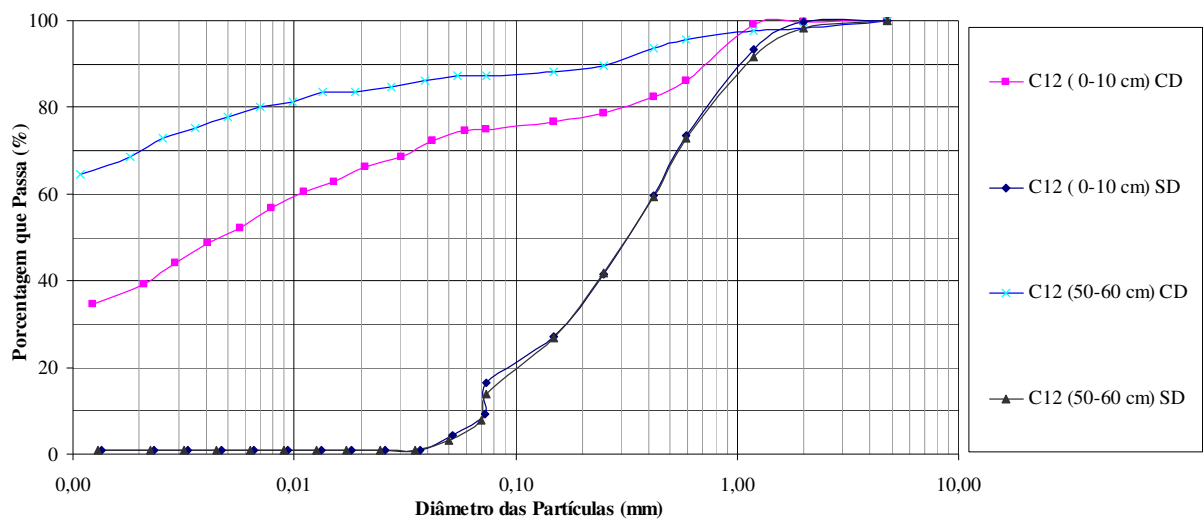


Figura A.19 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia – ponto C12

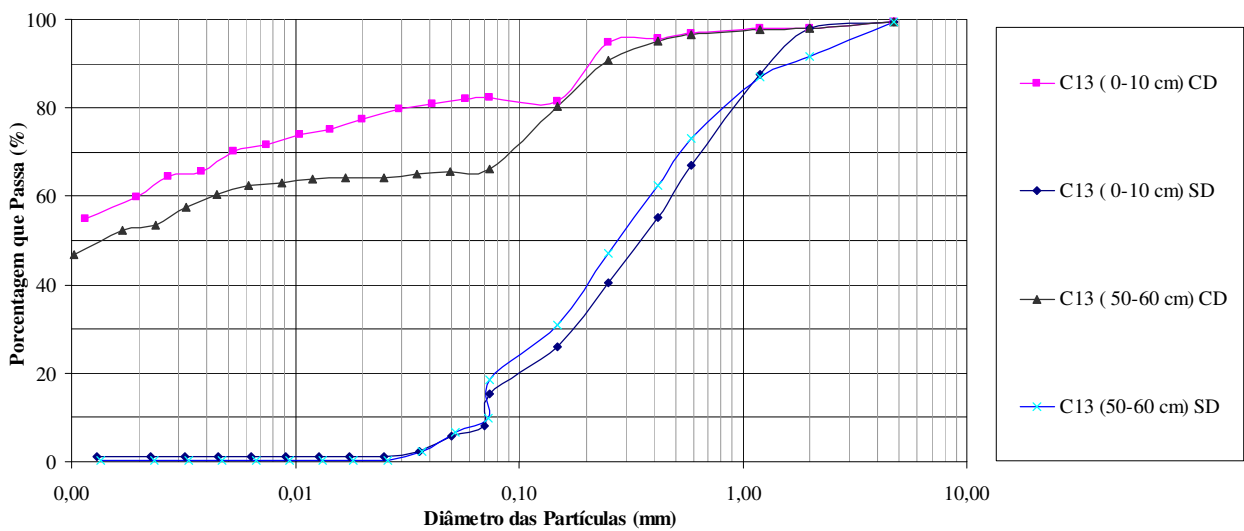
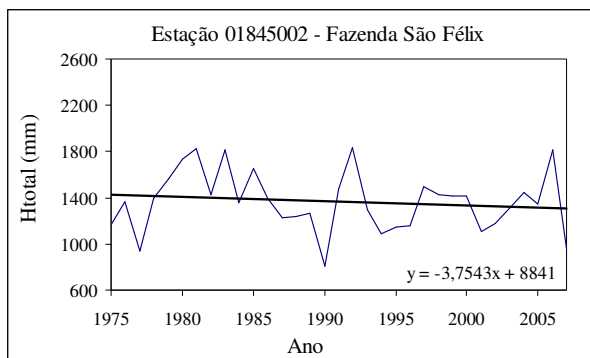


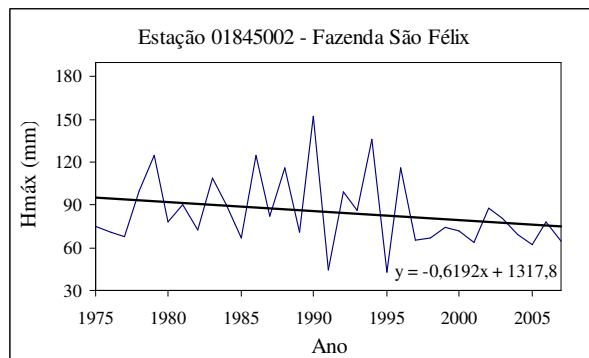
Figura A.20 - Análise granulométrica das amostras coletadas na bacia - ponto C13

ANEXO B

**DADOS PLUVIOMÉTRICOS – ESTAÇÕES PRÓXIMAS DA BACIA DO
RIO INDAIÁ**

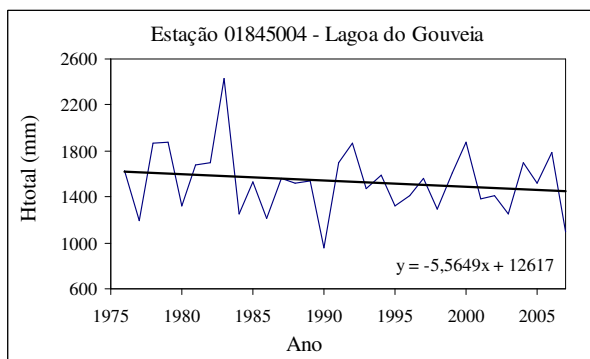


(a) Precipitação total H_{total} (mm)

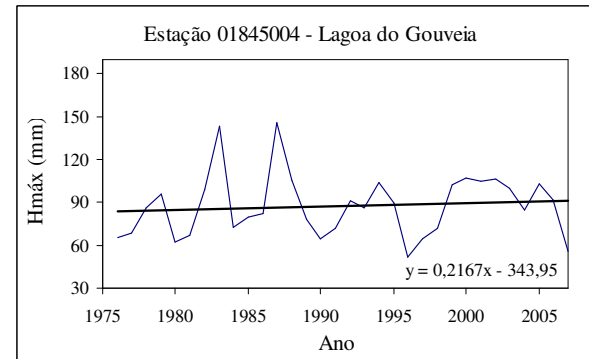


(b) Precipitação máxima $H_{máx}$ (mm)

Figura B.1 - Estação 01845002 – Fazenda São Félix.

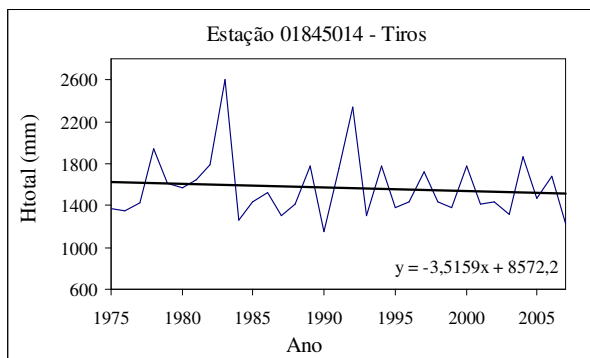


(a) Precipitação total H_{total} (mm)

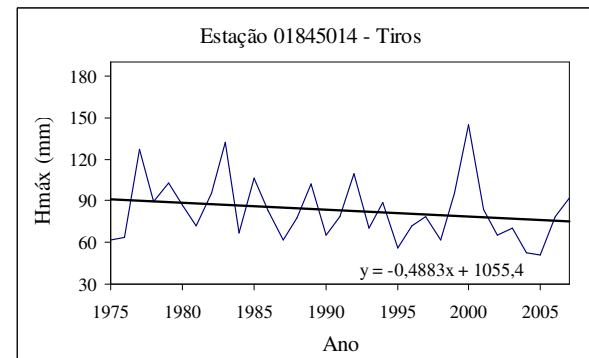


(b) Precipitação máxima $H_{máx}$ (mm)

Figura B.2 - Estação 01845004 – Lagoa do Gouveia.

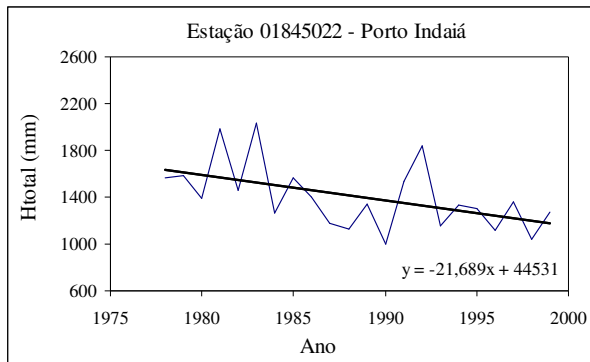


(a) Precipitação total H_{total} (mm)

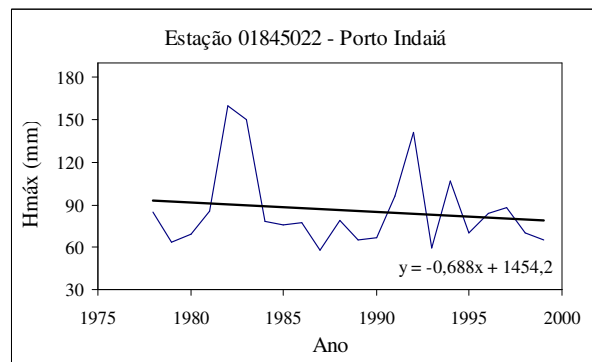


(b) Precipitação máxima $H_{máx}$ (mm)

Figura B.3 - Estação 01845014 – Tiros.

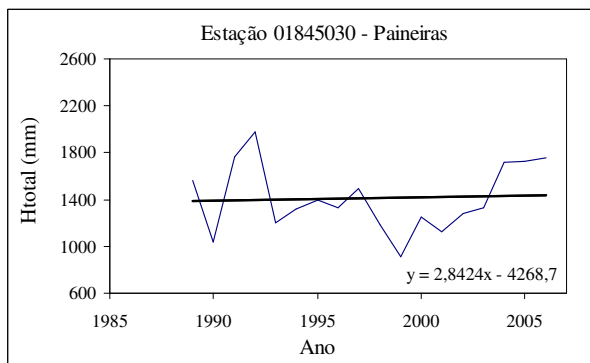


(a) Precipitação total H_{total} (mm)

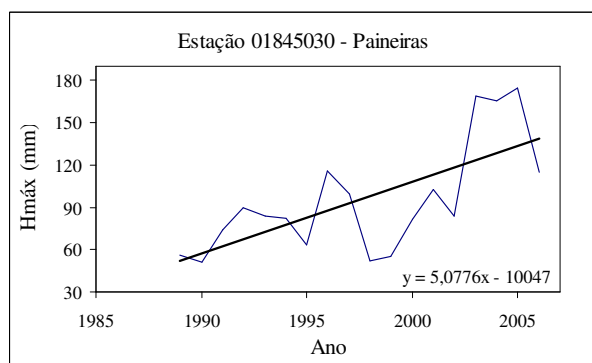


(b) Precipitação máxima $H_{máx}$ (mm)

Figura B.4 - Estação 01845022 – Porto Indaiá.

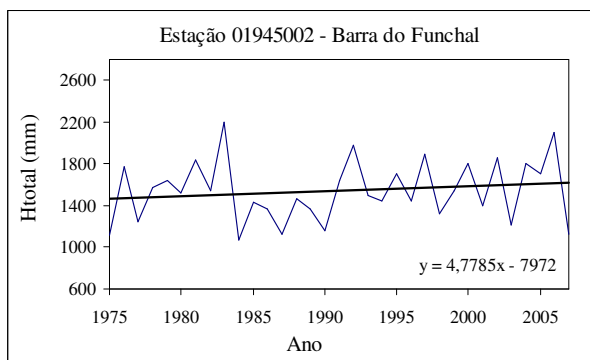


(a) Precipitação total H_{total} (mm)

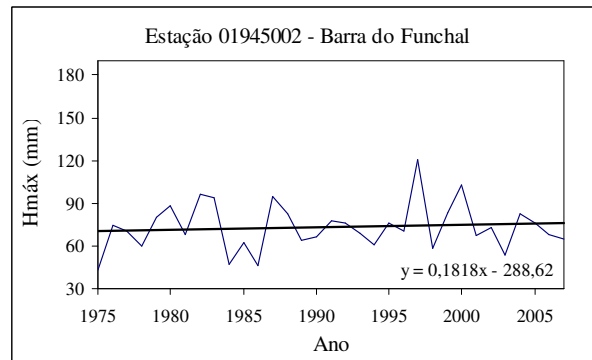


(b) Precipitação máxima $H_{máx}$ (mm)

Figura B.5 - Estação 01845030 – Paineiras.

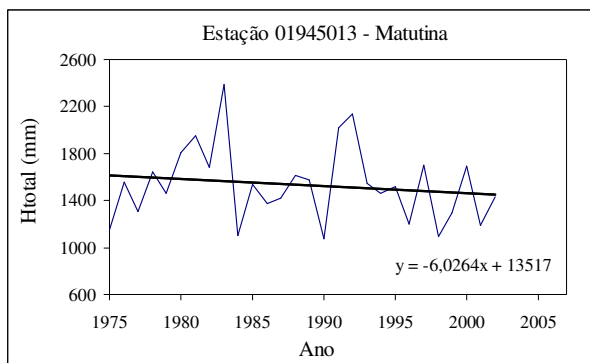


(a) Precipitação total H_{total} (mm)

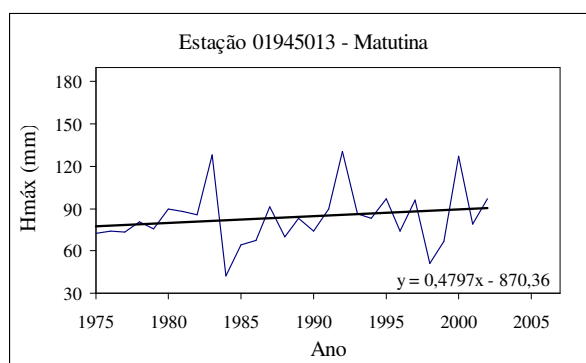


(b) Precipitação máxima $H_{máx}$ (mm)

Figura B.6 - Estação 01945002 – Barra do Funchal.

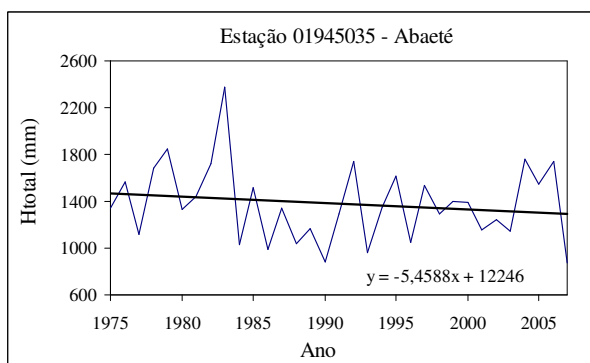


(a) Precipitação total H_{total} (mm)

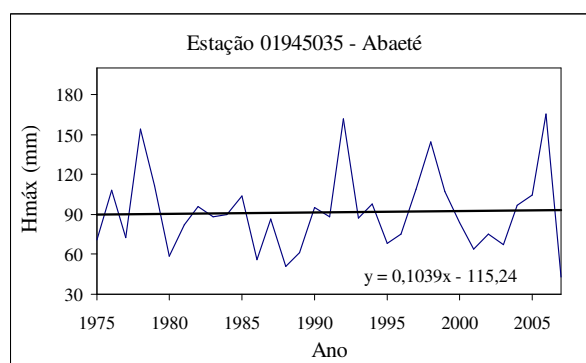


(b) Precipitação máxima $H_{máx}$ (mm)

Figura B.7 - Estação 01945013 – Matutina.

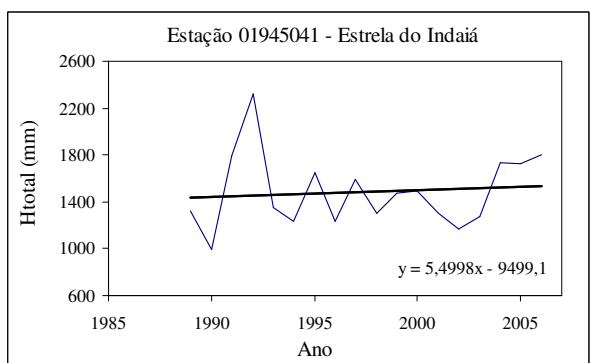


(a) Precipitação total H_{total} (mm)

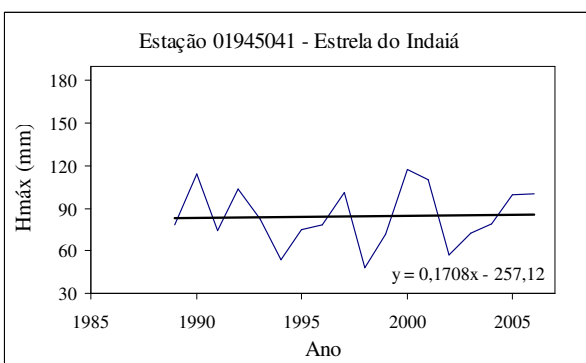


(b) Precipitação máxima $H_{máx}$ (mm)

Figura B.8 - Estação 01945035 – Abaeté.

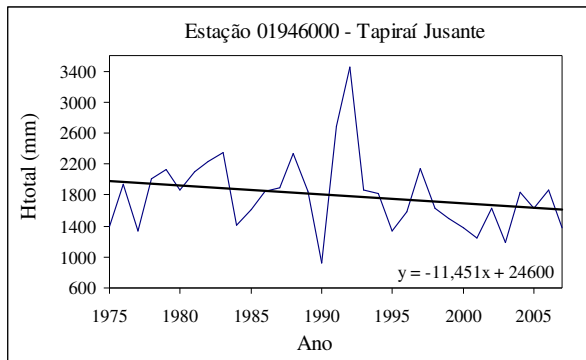


(a) Precipitação total H_{total} (mm)

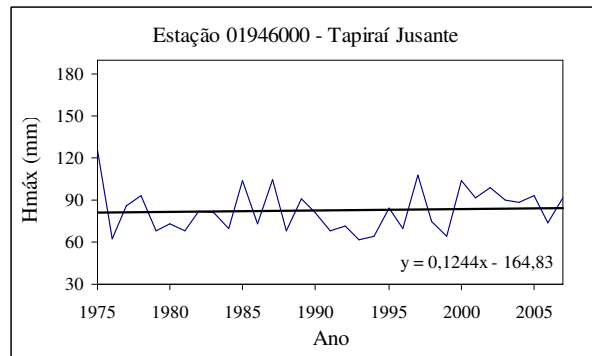


(b) Precipitação máxima $H_{máx}$ (mm)

Figura B.9 - Estação 01945041 – Estrela do Indaiá.

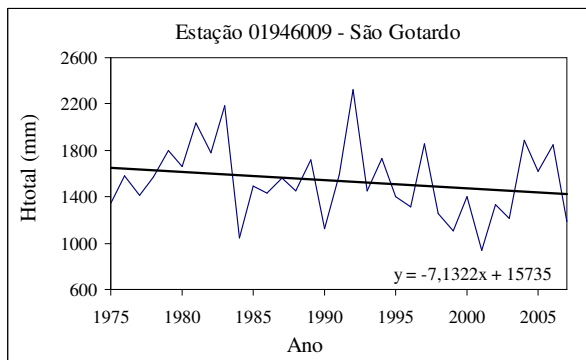


(a) Precipitação total H_{total} (mm)

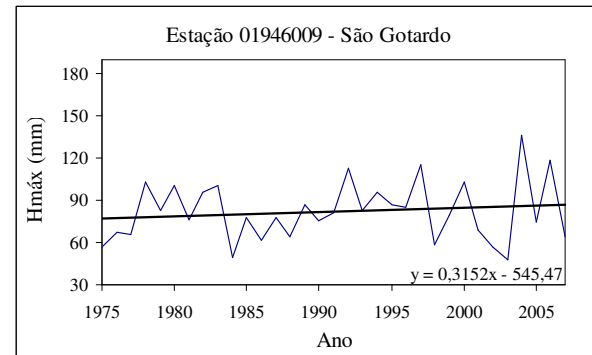


(b) Precipitação máxima $H_{máx}$ (mm)

Figura B.10 - Estação 01946000 – Tapiraí Jusante.

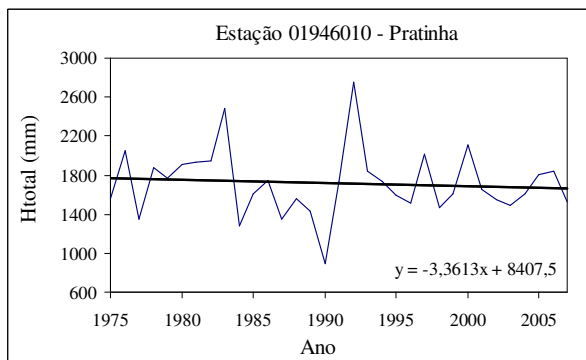


(a) Precipitação total H_{total} (mm)

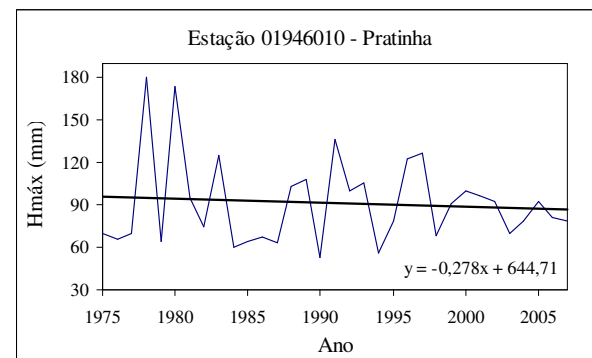


(b) Precipitação máxima $H_{máx}$ (mm)

Figura B.11 - Estação 01946009 – São Gotardo.



(a) Precipitação total H_{total} (mm)

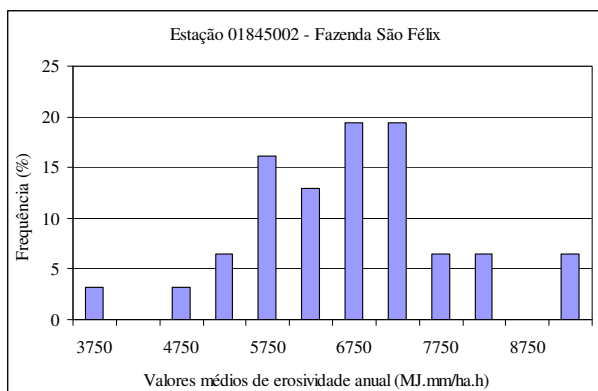


(b) Precipitação máxima $H_{máx}$ (mm)

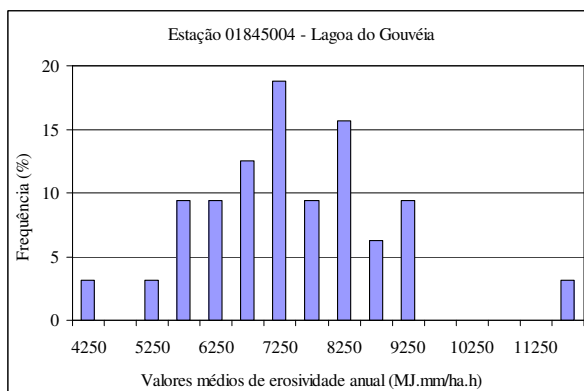
Figura B.12 - Estação 01946010 – Pratinha.

ANEXO C

**HISTOGRAMAS DE FREQUÊNCIA DE EROSIVIDADE – ESTAÇÕES
PRÓXIMAS DA BACIA DO RIO INDAIÁ**

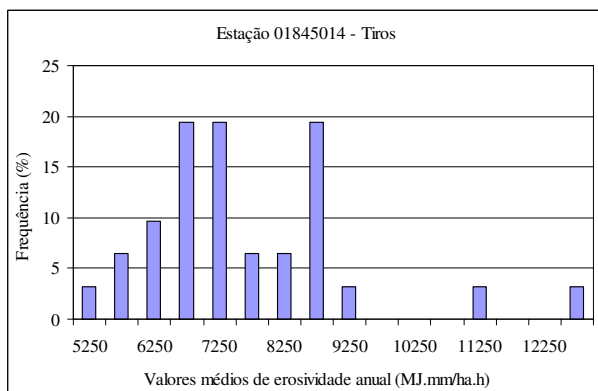


(a)

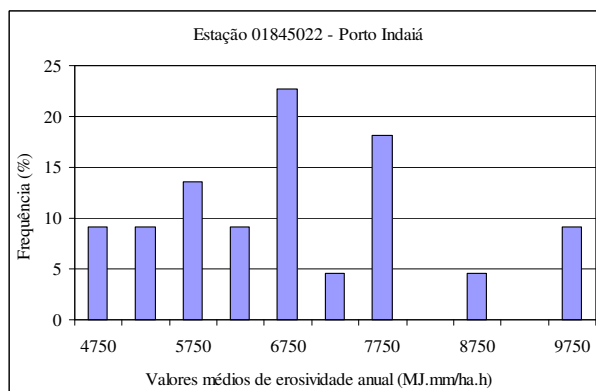


(b)

Figura C.1 - Histogramas de frequência de ocorrência para os valores médios de erosividade anual. (a) Estação 01845002 - Faz. São Félix; (b) Estação 01845004 - Lagoa do Gouveia.

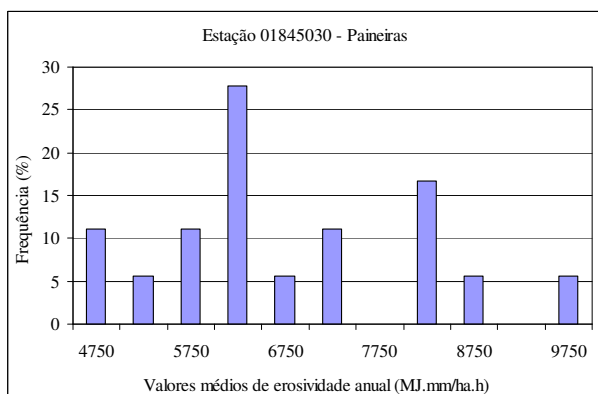


(a)

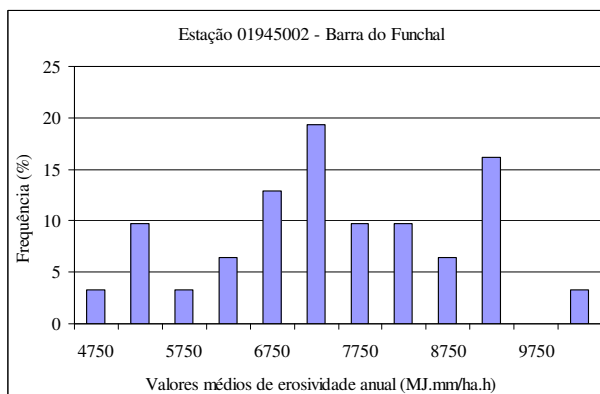


(b)

Figura C.2 - Histogramas de frequência de ocorrência para os valores médios de erosividade anual. (a) Estação 01845014 – Tiros; (b) Estação 01845022 - Porto Indaia.

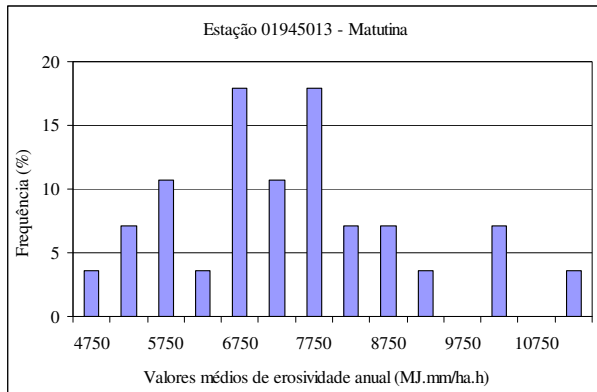


(a)

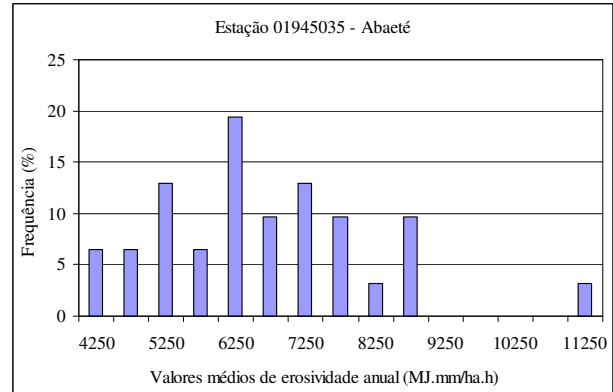


(b)

Figura C.3 - Histogramas de frequência de ocorrência para os valores médios de erosividade anual. (a) Estação 01845030 – Paineiras; (b) Estação 01945002 – Barra do Funchal.

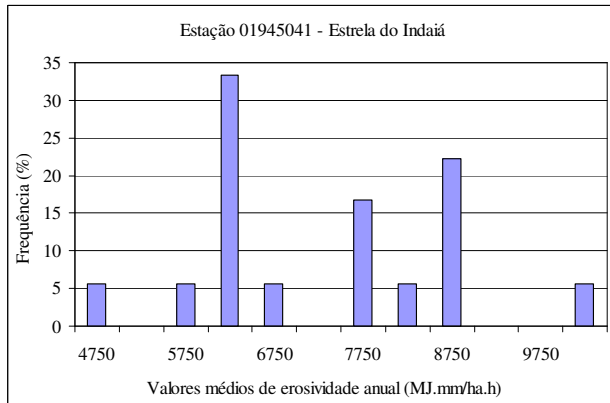


(a)

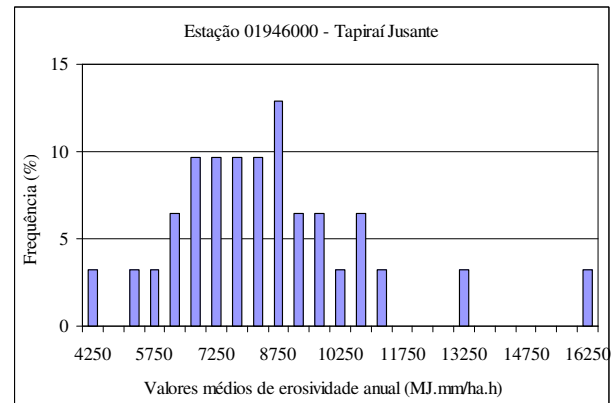


(b)

Figura C.4 - Histogramas de frequência de ocorrência para os valores médios de erosividade anual. (a) Estação 01945013 – Matutina; (b) Estação 01945035 – Abaeté.

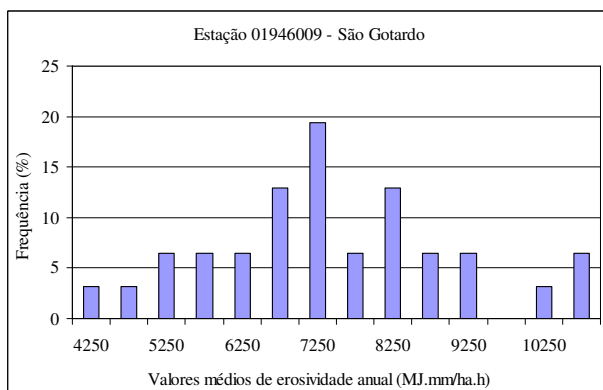


(a)

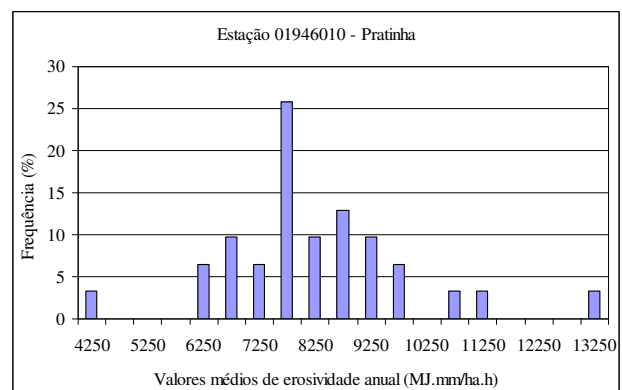


(b)

Figura C.5 - Histogramas de frequência de ocorrência para os valores médios de erosividade anual. (a) Estação 01945041 – Estrela do Indaiá; (b) Estação 01946000 – Tapiraí Jusante.



(a)



(b)

Figura C.6 - Histogramas de frequência de ocorrência para os valores médios de erosividade anual. (a) Estação 01946009 – São Gotardo; (b) Estação 01946010 – Pratinha.

ANEXO D

ANEXO FOTOGRÁFICO – ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS DA BACIA DO RIO INDAIÁ



Figura D.1. Afloramentos superficiais de argilitos verdes.



Figura D.2. Afloramento rochoso na margem do rio Indaiá.



Figura D.3. Rio Indaiá, carregado de sedimentos, na parte intermediária da bacia



Figura D.4. Relevo suave na parte alta da bacia do rio Indaiá



Figura D.5. Relevo com colinas de inclinação média na parte intermediária da bacia.



Figura D.6. Relevo de escarpa de inclinação pronunciada na parte intermediária da bacia do rio Indaiá



Figura D.7. Relevo suave ondulado na parte intermediária da bacia.



Figura D.8. Relevo ondulado na parte baixa da bacia.



Figura D.9. Drenagem retilínea sobre colinas de forte inclinação



Figura D.10. Drenagem retilínea sobre colinas de baixa inclinação

ANEXO E

ANEXO FOTOGRÁFICO – FEIÇÕES EROSIVAS PRESENTES NA BACIA DO RIO INDAIÁ



Figura E.1. Processo erosivo avançando em forma de anfiteatro.



Figura E.2. Processo erosivo próximo à estrada rural, sem evidências de tratamento.



Figura E.3. Processo erosivo devido ao tráfego concentrado de gado.



Figura E.4. Despejo de entulho no interior de uma ravina.



Figura E.5. Processo erosivo linear, formação de ravinas.



Figura E.6. Emprego de pneus na tentativa de controlar o avanço do processo erosivo, ainda em estado inicial, na lateral de uma estrada rural.



Figura E.7. Erosão concentrada em rocha arenítica medianamente alterada.



Figura E.8. Processo erosivo na lateral de estrada rural na parte intermediária da bacia.



Figura E.9. Erosão em pináculo, em avançado estado de degradação, na parte alta da bacia.



Figura E.10. Processo erosivo desencadeado pela acumulação das águas da drenagem superficial da estrada rural.

ANEXO F

ANEXO FOTOGRÁFICO – TIPOS DE USO E COBERTURA DO SOLO E PRÁTICAS AGRÍCOLAS NA BACIA DO RIO INDAIÁ



Figura F.1. Campo sujo de cerrado (em primeiro plano) e cerrado (ao fundo).



Figura F.2. Área de solo exposto na parte baixa da bacia, próxima ao encontro do rio Indaiá com o reservatório da UHE Três Marias.



Figura F.3. Área de solo exposto na parte alta da bacia próxima ao encontro do rio Indaiá com o reservatório da UHE Três Marias.



Figura F.4. Em primeiro plano vegetação muito rala com solo exposto, em segundo plano, área de pastagem (à esquerda) e cerrado (à direita).



Figura F.5. Áreas de pastagem com mata ciliar e focos de solo exposto.



Figura F.6. Desmatamento do cerrado



Figura F.7. Fornos de carvão.



Figura F.8. Porção de cerrado bem preservado na parte intermediária da bacia do rio Indaiá.



Figura F.9. Cultivo de café, próximo a uma região de Mata Atlântica preservada, na parte alta da bacia do rio Indaiá.



Figura F.10. Queimada generalizada, para a limpeza do campo sujo de cerrado e do pasto, afetando a mata ciliar.

ANEXO G

ANEXO FOTOGRÁFICO – COLETA DE AMOSTRAS DE SOLO



Figura G.1. Local onde foram coletadas as amostras C08 e C09.



Figura G.2. Coleta de amostras, em área de pastagem, para a realização de ensaios de medidas do teor de ^{137}Cs (ponto C04).



Figura G.3. Determinação do perfil de massa específica das amostras coletadas para as medidas do teor de ^{137}Cs .



Figura G.4. Determinação do perfil de massa específica das amostras coletadas para as medidas do teor de ^{137}Cs .